

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE 3-D DE LA SENSIBILITÉ DU CLIMAT ARCTIQUE À LA RÉTROACTION
DÉSHYDRATATION - EFFET DE SERRE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTISE EN SCIENCE DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
ALEXANDRU STEFANOF

JANVIER 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé à l'Université du Québec à Montréal dans le cadre du Groupe des Sciences de l'Atmosphère et fut dirigé par Monsieur ÉRIC GIRARD, professeur. Qu'il soit ici remercié pour bien voulu accepter d'être mon directeur de recherche et de m'avoir accueilli au sein de son équipe, pour l'intérêt et le professionnalisme qu'il n'a cessé de porter à mon travail et ma formation scientifique. Je veux témoigner toute ma gratitude pour la confiance et le constant soutien qu'il m'a toujours manifestés tout au long de ma voie. J'exprime ici ma reconnaissance pour son attitude chaleureuse et profond humaine qui m'a aidé à ma démarche de l'intégration dans la société québécoise.

J'aimerais remercier à Monsieur RENÉ LAPRISE, professeur au Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère pour son appui didactique qui a été pour moi le catalyseur dans le creuset scientifique. Je veux exprimer également toute ma reconnaissance à PETER ZWACK, l'HOMME qui a changé le cours de ma vie.

Je remercie aussi aux deux amies qui m'a toujours soutenu professionnel, moral et logistique tout au long de ces années. Je parle ici de CRISTINA LUPU et RODRIGO MUNOZ.

Finalement, je remercie mon épouse CRISTINA STEFANOF pour son pouvoir de m'avoir soutenu et encouragé surtout aux moments quand l'inquiétude semblait que m'a touché. Je veux exprimer ici toute ma reconnaissance de sa compréhension lors de cette période qui n'a pas été toujours facile.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES-----	v
LISTE DES TABLEAUX -----	ix
LISTE DE SIGLES ET ACRONYMES-----	x
LISTE DES SYMBOLES -----	xii
RÉSUMÉ -----	xvii
INTRODUCTION-----	1
CHAPITRE I	
RÉGION ARCTIQUE. HYPOTHÈSE DE TRAVAIL -----	11
1.1 Caractéristiques du climat arctique -----	11
1.1.1 Conditions climatiques -----	11
1.1.2 Refroidissement des masses d'air-----	13
1.1.3 Inversion de température-----	14
1.2 Aérosols-----	15
1.2.1 Eléments chimiques présents dans l'arctique -----	16
1.2.3 Particularités microphysiques des aérosols en arctique-----	21
1.3 Précipitations-----	25
1.3.1 Évolution temporelle de la saturation -----	25
1.3.2 Cristaux de glace -----	26
1.3.3 Brouillards de glace et la pcc-----	29
1.4 Rétroaction déshydratation - effet de serre-----	32
1.4.1 Hypothèse de travail sur l'effet de l'acidification des aérosols-----	32
CHAPITRE II	
UTILISATION DU SIMULATEUR NARCM DANS L'ÉTUDE DE SENSIBILITÉ-----	36
2.1 Simulateur NARCM -----	36
2.1.1 Partie météorologique -----	37

2.1.2	Partie chimique du modèle -----	41
2.1.3	Concentration des noyaux de glaciation selon la proportion d'acide sulfurique ----	42
2.2	Technique de l'ensemble de simulations -----	46
2.2.1	Ensemble de simulations et analyse statistique -----	46
2.2.2	Domaine significatif -----	51
2.3	Configuration expérimentale -----	53
CHAPITRE III		
	ANALYSES DES RÉSULTATS -----	57
3.1	Évaluation du modèle -----	58
3.1.1	Circulation atmosphérique -----	58
3.1.2	Température de l'atmosphère -----	67
3.2	Effet de l'acidification des aérosols -----	77
3.2.1	Sulfates -----	78
3.2.2	Parcours d'eau solide et parcours d'eau liquide -----	79
3.2.3	Couverture nuageuse -----	84
3.2.4	Précipitations -----	89
3.2.5	Humidité spécifique -----	91
3.2.6	Rayonnement IR vers le bas -----	99
3.2.7	Température de surface (TS) -----	100
3.2.8	Température de l'air -----	102
3.2.9	Transport des sulfates -----	104
3.3	Résumé et discussion -----	111
CONCLUSIONS -----		115
ANNEXE A		
BILAN ÉNERGÉTIQUE EN SURFACE -----		121
ANNEXE B		
PROCESSUS PHYSIQUES DES AÉROSOLS EN NARCM -----		124
RÉFÉRENCES -----		128

LISTE DES FIGURES

Figure	Descriptions	Page
1.1	(a) Séries temporelles des anomalies de la température moyenne globale relative à la température moyenne globale de la période standard 1961-1990 obtenues dans les simulations de Data Distribution Centre (IS92a) (b) Les anomalies de la température moyenne annuelle ($^{\circ}\text{C}$), leurs limites de variation des prévisions des modèles ($^{\circ}\text{C}$) et le rapport entre l'anomale moyenne et la déviation standard obtenues dans les simulations de Data Distribution Centre (IS92a).....	3
1.2	La tendance de la température ($^{\circ}\text{C}/\text{année}$) de surface en été (JJA) (a) et en hiver (DJF) (b) durant la période 1981- 2001. Adaptée de Comiso (2003)	4
1.1	Fréquence d'observations de cristaux de glace, selon la hauteur, déterminée lors des cinq vols durant la campagne de mesure AGASP, entre avril 1983 et 1986....	28
2.1	Schéma des nuages stratiformes. Le changement fait dans les paramétrages du gel hétérogène provoque des rétroactions concernant le taux de précipitations et le contenu en eau liquide et solide.....	45
2.2	La moyenne mensuelle de la variance du champ de la température moyennée spatial dans les simulations de référence en fonction de nombre des simulations...	50
2.3	Variation du facteur de correction en fonction de nombre des simulations. Ce rapport converge vers 1 lors le nombre des simulations est de plus en plus grand..	50
2.4	Le domaine significatif pour le champ de la moyenne mensuelle des anomalies de température de l'air à 1000 hPa.....	52
2.5	Domaine d'intégration incluant les principales sources de sulfates anthropiques, dominantes pour la période hivernale.....	52
3.1.1	Moyenne mensuelle de la PNM en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b), et de la simulation SIM_REF (c).....	59
3.1.2	Différences de la moyenne mensuelle de la PNM entre la simulation SIM_PTB et l'analyse du NCEP (a), la simulation SIM_REF et l'analyse du NCEP (b) et entre la simulation SIM_PTB et SIM_REF (c).....	60

3.1.3	Écart type mensuel de la PNM en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b), et de la simulation SIM_REF(c)	62
3.1.4	Moyenne mensuelle de la hauteur du géopotential de 500 hPa en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b), et de la simulation SIM_REF (c).....	63
3.1.5	Différences de la hauteur du géopotential de 500 hPa entre la simulation SIM_PTB et l'analyse du NCEP (a), la simulation SIM_REF et l'analyse du NCEP (b), et entre la simulation SIM_PTB et SIM_REF (c).....	65
3.1.6	Écart type mensuel de la hauteur du géopotential de 500 hPa en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b), et de la simulation SIM_REF (c).....	66
3.1.7	Moyenne mensuelle de la température de l'air en février de l'analyse de NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b) et de la simulation SIM_REF (c).....	68
3.1.8	Différences de la température de l'air au niveau 1000 hPa entre la simulation SIM_PTB et analyse du NCEP (a), la simulation SIM_REF et l'analyse du NCEP (b), et entre la simulation SIM_PTB et SIM_REF (c).....	69
3.1.9	Écart type mensuel de la température de l'air en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b) et de la simulation SIM_REF (c).....	71
3.1.10	Profil vertical de la moyenne mensuelle de la température(°C) moyennée spatial sur les points de grille couverts par la glace de mer, pour le mois de février(a) Profil vertical de la moyenne mensuelle du biais de la température moyennée spatial sur les points de grille couverts par la glace de mer, pour le mois de février (b)	72
3.1.11	Moyennes mensuelles de la température de l'air au niveau de 1000 hPa dans les simulations de NARCM (a) et dans les observation IABP/POLES (b). Les contours sont tracés à tous les 2 °C.....	74
3.1.12	Série temporelle journalière de la surface de la glace de mer au-dessus de la mer de Kara et la mer de Barents pour les mois de janvier et février 1990. Le mois de février est caractérisé par une variabilité journalière importante.....	76
3.2.1	Moyenne mensuelle du parcours des sulfates (SO ₄), en février, simulée lors de la simulation SIM_PTB (a) et SIM_REF (b). Moyenne mensuelle des anomalies entre la simulation SIM_PTB et SIM_REF (c).....	80
3.2.2	Moyennes mensuelles des anomalies du parcours d'eau solide (a), du parcours d'eau liquide (b).....	81

3.2.3	La variation de la concentration des noyaux glaçogène en fonction de la température en accord avec le paramétrage de Meyers. La ligne bleue montre cette variation dans un scénario des aérosols non-acidifiés et la ligne rouge dans un scénario des aérosols altérés par une forte acidification de sorte que le facteur de réduction $F_r = 1000$	83
3.2.4	Moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale pour le scénario naturel (SIM_REF) (a). Moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale pour le scénario acide (SIM_PTB) (b). Anomalies moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale en février simulée (c).....	85
3.2.5	Distribution spatiale de la moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale pour le mois de février telle comme résulte des ré-analyses ERA-40 du ECMWF.....	86
3.2.6	Profil vertical de la moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale par couche moyennée spatial au-dessus de la mer libre (a), au-dessus de la glace (b) et sur tout le domaine (c).....	88
3.2.7	Moyenne mensuelle du taux de précipitations en février simulée lors de la simulation SIM_PTB. (a). Moyenne mensuelle du taux de précipitation en février simulée lors de la simulation SIM_REF. (b). Moyenne mensuelle des anomalies du taux de précipitation (c).....	90
3.2.8	Moyenne mensuelle de l'humidité spécifique en février simulée lors de la simulation SIM_PTB. (a). Moyenne mensuelle de l'humidité spécifique en février simulée lors de la simulation SIM_REF. (b). Moyenne mensuelle des anomalies de l'humidité spécifique.....	93
3.2.9	Profil vertical de la moyenne mensuelle de la température de l'air moyennée spatial sur la grille pour la simulation SIM_PTB et la simulation SIM_REF respectivement (a). Profil vertical de la moyenne mensuelle de l'humidité spécifique moyennée spatial sur la grille pour la simulation SIM_PTB et la simulation SIM_REF respectivement (b). Profil vertical de la moyenne mensuelle de la température de l'air moyennée spatial sur tous les points de grille couverts par la glace de mer pour la simulation SIM_PTB et la simulation SIM_REF respectivement (c). Profil vertical de la moyenne mensuelle de l'humidité spécifique spatiale sur tous les points de grille couverts par la glace de mer pour la simulation SIM_PTB et la simulation SIM_REF respectivement (d).....	95
3.2.10	Distribution spatiale des moyennes mensuelles des anomalies de l'efficacité de la déshydratation (a) La distribution des anomalies mensuelle de l'efficacité, les anomalies et le parcours des sulfates en fonction de la température de l'air au niveau de 1000 hPa pour les pointes de grille couvertes par la glaces de mer (b)...	97
3.2.11	Moyenne mensuelle du flux du rayonnement IR vers le bas en février simulée lors de la simulation SIM_PTB (a) et SIM_REF (b). Moyenne mensuelle des anomalies entre les deux simulations (c).....	102

3.2.12	Moyenne mensuelle de température de surface en février pour la simulation SIM_PTB (a) et pour SIM_REF (b). Moyenne mensuelle des anomalies entre les deux simulations (c).....	103
3.2.13	Série temporelle des moyennes journalières des anomalies moyennées spatiales sur les points de grille couverts par la glace de mer. La ligne marron représente le parcours du sulfate. La ligne bleue représente le parcours d'eau totale en atmosphère, la ligne violette représente le taux de précipitation, la ligne rouge représente le flux du rayonnement IR et la ligne bleue foncée représente la température de l'air à surface.....	106
3.2.14	Le vent moyen mensuel au niveau de 500 hPa (m s^{-1}). Les flèches bleues représentent le vent dans le scénario naturel. Les flèches rouges représentent le vent dans le scénario acide (a). Les moyennes mensuelles des anomalies du module du vent au niveau de 500 hPa (m s^{-1}). Le domaine significatif pour le champ de la moyenne mensuelle des anomalies de la vitesse du vent au niveau de 500 hPa (c).....	109

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Descriptions	Page
1.1	Sommaire des différents effets d'aérosols et l'intervalle du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (F_{SOA}) [Wm^{-2}] et en surface (F_{SFC}) [Wm^{-2}].	6
1.1	Les valeurs moyennes saisonnières de la couverture nuageuse au-dessus de l'Arctique.	13
1.2	Quelques POM (« particulate organic matter ») retracé dans les aérosols arctiques (diamètre de 0.1 à 1 μm).	17
1.3	Éléments chimiques les plus importants formant les noyaux d'Aitken. Le symbole A est utilisé pour anthropique et N pour naturel ; 0,1 à 1 μm de diamètre.	17
1.4	Analyse de la composition atomique d'un échantillon de particules de sol (supérieur à 1 μm de diamètre) pris dans le nord de la Norvège.	17
1.5	Caractéristiques des cristaux de glace de la PCC et des brouillards de glace.	29
2.1	Les intervalles de la concentration de sulfates, la constante B et le facteur de réduction F_r .	45
2.2	Les périodes d'intégrations pour toutes les simulations. Sont mentionnés le début et la fin de chacune de simulation ainsi que le temps de relaxation et la période envisagée pour les analyses.	47
2.3	Représentation sectorielle du rayon des aérosols dans le simulateur NARCM.	56
3.1.1	Moyennes mensuelles moyennées spatial des écarts type et celles de la PNM, de la hauteur du géopotential de 500 hPa et de la température de l'air à 1000 hPa, en février, fourni par l'analyse du NCEP et par les simulations SIM_PTB et SIM_REF.	110
3.1.2	Moyennes mensuelles en février moyennées spatial sur toute la grille et sur les points de grille couverts par la glace de mer pour les simulations SIM_PTB et SIM_REF.	110

LISTE DE SIGLES ET ACRONYMES

3D	: 3 dimension
AGASP	: Arctic haze and Arctic gas and aerosol sampling program
AMAPArctic	: Monitoring and Assessment Programmer
AMIP	: Atmospheric Model Intercomparison Project
AMSR-E	: Aqua Advanced Microwave Scanning Radiometer
APPX	: Advance Very High Resolution Radiometer Polar Pathfinder
ARCSyM	: Arctic Region Climate System Model
AVHRR	: Advance Very High Resolution Radiometer
CCmaC	: Centre canadien de la modélisation et de l'analyse Climatique
CFC	: Chlorofluorocarbones
CLASS	: Canadian Land Surface Scheme
DMS	: Diméthylsulfure
ECHAM	: General circulation model
EMEP	: Programme Européen de Surveillance et d'Évaluation
EOS	: Earth Observing System
GCMII	: Modèle canadien de circulation générale de deuxième génération
GEIA	: Global Emissions Inventory Activity
HCH	: Hexachlorocyclohexane
HIRHAM	: Regional Atmospheric Climate Model (<u>HIRLAM</u> + <u>ECHAM</u>)
HIRLAM	: Limited area model
IPCC	: The Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	: Rayonnement infrarouge
MCA	: Module canadien d'aérosols
MCE	: Modèle colonne explicite
MCG	: Modèle à circulation générale
MCP	: Modèle colonne paramétrique

MLC	: Modèle local du climat
MRCC	: Modèle régional du climat canadien
NARCM	: Northern Aerosol Regional Climate Model
NCEP	: National Centers for Environmental Prediction
PAH	: Hydrocarbures polycycliques aromatiques
PATHP	: Trios Operational Vertical Sounder Polar Pathfinder
PCC	: Précipitations en ciel clair
PNM	: Pression au niveau moyen de la mer
POM	: Particulate organic matter
RDES	: Rétroaction déshydratation-effet de serre
SHEBA	: Surface Heat Budget of the Arctic
SIC	: Sea ice cover
SIM_PT	: Sorties perturbées
SIM_REF	: Sorties de référence
SLSI	: Schéma numérique semi-lagrangien et semi-implicite
SST	: Sea surface temperature
TAR	: Third Assessment Report
TOVS	: Trios Operational Vertical Sounder
TS	: Température de surface
UQÀM	: Université du Québec à Montréal
ptb	: perturbé
ref	: référence
sfc	: surface

LISTE DES SYMBOLES

b	: couverture nuageuse (%)
b_0	: valeur seuil de la couverture nuageuse (%)
C	: taux de condensation (kg s^{-1})
DF_{ar}	: coefficient de diffusion d'aérosols ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
F_s^\downarrow	: flux du rayonnement solaire vers le bas à la surface (W m^{-2})
F_l^\downarrow	: flux du rayonnement infrarouge atmosphérique vers le sol (W m^{-2})
F_{gl}	: flux de chaleur vers la profondeur du sol (W m^{-2})
F_r	: facteur de réduction des noyaux de glaciation
H	: hauteur du dernier niveau vertical (m)
H_0	: l'hypothèse nulle
H_a	: l'hypothèse alternative
LWP	: parcours d'eau entre le sommet et la base d'un nuage (kg m^{-2})
m_{i0}	: masse initiale du cristal de glace nucléé (kg)
mSO_4^{2-}	: concentration des aérosols de type sulfate
N_l	: concentration des gouttelettes de nuage (m^{-3})
N_l^{cont}	: concentration des gouttelettes de nuage au-dessus du continent (m^{-3})
N_l^{mar}	: concentration des gouttelettes de nuage au-dessus de la mer (m^{-3})
n	: nombre total de simulations
\bar{N}_c	: concentration totale des cristaux de glace (m^{-3})
\bar{N}_w	: concentration totale des gouttelettes d'eau (m^{-3})
P	: taux de production de vapeur d'eau (kg s^{-1})

- q_{cl} : rapport de mélange d'eau liquide dans la partie nuageuse de la maille de grille (kg kg^{-1})
- q_i : rapport de mélange de la glace (kg kg^{-1})
- q_l : rapports de mélange d'eau liquide (kg kg^{-1})
- q_v : rapports de mélange de la vapeur d'eau (kg kg^{-1})
- $R_{q(i,l,v)}$: somme de tous les termes du transport incluant l'advection des vapeurs d'eau, la turbulence et la convection (s^{-1})
- Q_H : flux de chaleur sensible (W m^{-2})
- Q_E : flux de chaleur latente (W m^{-2})
- Q_p : quantité journalière de précipitation (kg m^{-2})
- Q_{eau} : quantité journalière d'eau totale en atmosphère (kg m^{-2})
- Q_{agg}^c : taux de l'agrégation des cristaux de glace (s^{-1})
- Q_{cnd}^c : taux de la condensation de vapeur d'eau et l'évaporation de l'eau de nuage dans la partie nuageuse (s^{-1})
- Q_{cnd}^o : taux de l'évaporation de l'eau de nuage (s^{-1})
- Q_{dep}^c : taux du dépôt de vapeur d'eau et la sublimation de glace de nuage dans la partie nuageuse (s^{-1})
- Q_{dep}^o : taux de la sublimation de la glace de nuage (s^{-1})
- Q_{evp}^o : taux de l'évaporation de la pluie (s^{-1})
- Q_{frc}^c : taux de la congélation par contact des gouttelettes surfondues de nuage (s^{-1})
- Q_{frh}^c : taux de la congélation homogène (s^{-1})
- Q_{frs}^c : taux de la congélation par immersion (s^{-1})
- Q_{mli}^c : taux de la fusion de la glace de nuage (s^{-1})
- Q_{racl}^c : taux de l'accrétion des gouttelettes de nuage par la pluie (s^{-1})

- Q_{sacr}^c : taux de l'accrétion des cristaux de glace par la neige (s^{-1})
 Q_{scal}^c : taux de l'accrétion des gouttelettes de nuage par la neige (s^{-1})
 Q_{sub}^o : taux de la sublimation de la neige (s^{-1})
 r : humidité relative
 r_0 : valeur seuil de l'humidité relative
 R_e : rayon équivalent (m)
 $\overline{r_c}$: rayon équivalent moyen pour les cristaux de forme sphérique (m)
 r_{lv} : rayon du volume moyen de la gouttelette de nuage (m)
 $\overline{r_w}$: rayon moyen des gouttelettes (m)
 S : saturation par rapport à l'eau
 s^2 : la moyenne spatiale de la variance estimée
 $s_{i,j}^2$: variance estimée non-biaisé d'échantillon de la moyenne de n simulations indépendantes dans un point de grille (i,j)
 $s_{ptb,ref}^2$: variances des échantillons
 t : temps (s)
 T : température (K)
 T_{sfc} : température du sol (K)
 t_c : valeur critique de la distribution Student
 t_s : le résultat du test statistique
 z : axe verticale du référentiel cartésien
 $\overline{X}_{i,j}$: moyenne d'ensemble de la variable X au point de grille (i,j)
 $X_{i,j,k}$: valeur d'une variable au point de grille (i,j) obtenue pour la simulation k
 $\overline{X}_{ptb,ref}$: valeurs moyennes des échantillons
 $1 - \alpha$: coefficient de confiance
 α_{sfc} : l'albédo de la surface

ε	: émissivité d'une couche nuageuse
ρ	: densité de l'air (kg m^{-3})
ρ_l	: densité de l'eau (kg m^{-3})
$\mu_{\text{ptb,ref}}$: vraies valeurs moyennes des populations
σ^2	: estimateur de la variance d'une population échantillonnée
σ	: constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)
τ	: temps de relaxation (s)
χ	: rapport de mélange d'un aérosol d'espèce p dans un intervalle i .
ω	: vitesse verticale (Pa s^{-1})

Symboles chimiques

Al	: aluminium
Br	: brome
Ca	: calcium
Cu	: cuivre
Fe	: fer
I	: iode
K	: kalium
Mn	: manganèse
Na	: natrium
O ₃	: ozone
Si	: silicium
V	: vanadium
CH ₄	: méthane
CO ₂	: dioxyde de carbone
H ₂ O	: eau
HNO ₃	: l'acide nitrique
H ₂ SO ₄	: acide sulfurique
NH ₄ ⁺	: cation d'ammonium

$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$: sulfate d'ammonium
 NH_4HSO_4 : bisulfate d'ammonium
 NH_3 : ammoniacque
 SO_2 : dioxyde de soufre
 SO_4^{2-} : sulfate

RÉSUMÉ

Cette recherche concerne un effet radiatif indirect d'aérosol sur le nuage d'hiver et le climat arctique, c'est-à-dire la rétroaction de déshydratation-effet de serre, qui a été originalement formulée par Blanchet et Girard (Nature, 1994).

Les activités anthropiques et biogéniques produisent l'acide sulfurique, une prolongation vers le nord du problème de précipitation acide de moyennes latitudes, qui couvrent la plupart des aérosols existants. Les études précédentes ont prouvé qu'une concentration plus grande de l'acide sulfurique diminue la pression des vapeurs saturantes au-dessus de l'aérosol et abaisse le point de congélation. Aux basses températures, ce processus empêche la production de cristaux de glace et favorise la formation d'un nombre réduit de plus grands cristaux de glace au lieu de beaucoup des plus petites. Dans la pratique, on augmente la formation de précipitation des cristaux de glace de bas niveau et en défaveur d'un brouillard de glace ou d'un stratus plus persistant.

La déshydratation de la basse atmosphère diminue l'effet de serre et produit un refroidissement de la surface. La rétroaction déshydratation-effet de serre est étudiée en utilisant un modèle régional du climat 3D. Deux ensembles de 12 simulations de février 1990 sont comparés : le cas de référence, pour un scénario d'aérosols naturels et le cas perturbé, pour un scénario d'aérosols acides. Les résultats montrent que la rétroaction déshydratation effet serre est plus important au-dessus de l'Arctique central avec un refroidissement en surface jusqu'à 3.3 K.

Le refroidissement en surface dans l'Arctique renforce la zone barocline au-dessus de l'Europe nordique en produisant une rétroaction positive sur la circulation. En conséquence, la couverture de nuage et la précipitation au-dessus de l'Europe nordique sont augmentés, le transport d'aérosols anthropiques de moyenne latitudes vers l'Arctique est plus efficace et le refroidissement de la basse atmosphère dû à la diminution résultante des noyaux de glace (liés à l'augmentation de la concentration d'aérosol d'acide sulfurique) est augmenté.

INTRODUCTION

Le XXe siècle est la période avec le plus grand taux de développement industriel jamais connue dans l'histoire. Malgré tous les bénéfices de l'industrialisation, elle a apporté aussi, l'un de plus grand problème du dernier siècle : la pollution. À partir des années 70, le monde scientifique commence à s'intéresser des effets climatiques produits par les polluants existant dans l'atmosphère.

La vie sur la Terre est profondément influencée par le temps, sur une courte période et par le climat, sur une plus longue période. Le climat de la Terre est caractérisé par un état de quasi-équilibre. Il se réajuste toujours vers un nouvel état d'équilibre lorsqu'une perturbation a lieu dans le bilan énergétique de l'atmosphère et de la surface terrestre. Le temps d'ajustement varie entre quelques jours et centaines d'années dû aux capacités calorifiques différentes des composantes du système climatique. La complexité des rétroactions qui se manifestent rend difficile l'évaluation des changements climatiques. Cependant, les variations du climat provoquées par des forçages externes peuvent être partiellement prévisibles, en particulier sur les grandes échelles spatiales, continentales et globales.

L'un des problèmes majeurs qui préoccupent les scientifiques, en ce qui concerne les changements climatiques, est l'augmentation de l'effet de serre causée principalement par l'accroissement de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Parmi les principaux éléments absorbants dans l'atmosphère, la vapeur d'eau (H_2O), le gaz carbonique (CO_2), l'ozone (O_3), le méthane (CH_4), l'oxyde nitreux, et le fréon (CFC), les premières deux jouent un rôle très important dans le réchauffement planétaire. La molécule d'eau a une configuration triangulaire en favorisant l'existence de deux états d'excitation : i) les bandes de vibrations qui sont actives aux basses longueurs d'onde et ii) les bandes de rotation qui sont actives aux hautes longueurs d'onde. Dû ce fait, la vapeur d'eau est de loin le plus efficace gaz à effet de serre. D'autre part, la molécule de CO_2 présente que des bandes de

vibrations en raison de la linéarité de sa molécule, de telle sorte que son spectre d'absorption est situé à des longueurs d'onde de 13 μm à 17 μm . Le gaz carbonique est aussi un élément important dans le processus d'absorption du rayonnement infrarouge dans l'atmosphère. Alors, l'accroissement de la quantité du dioxyde de carbone dans la basse troposphère modifie l'absorption du rayonnement infrarouge en provoquant l'augmentation de la température de l'air. À son tour, l'élévation de la température de l'air dans la basse troposphère produit l'accroissement de la quantité de vapeur d'eau qui amplifie le réchauffement initial causé par le CO_2 . C'est la rétroaction positive de la vapeur d'eau.

Dans les années 80, les modèles à circulation générale (MCG) ont commencé à simuler le climat global dans un scénario d'une légère augmentation de la concentration du CO_2 . Après la création du « The Intergovernmental Panel on Climate Change » (IPCC, 2001), l'accroissement de la concentration de gaz carbonique équivalent a été standardisé à un taux de 1 %/année (IPCC, 2001). Tous les modèles qui utilisent ce standard reproduisent la tendance ascendante de la température moyenne globale pour la période 1870-2000 (Jones, 2001), ainsi que l'augmentation dramatique de la température lors du XXI^e siècle. Selon le Troisième Rapport de IPCC, en utilisant le scénario des émissions IS92a pour le gaz à effet de serre, les MCG prévoient un réchauffement moyen global pour la période 2021-2050 de 1.6 $^{\circ}\text{C}$ par rapport à la température moyenne globale de l'intervalle standard 1961-1990. Les prévisions fournissent par les modèles varient entre 1 $^{\circ}\text{C}$ et 2.1 $^{\circ}\text{C}$ (voir la figure I.1a). La distribution spatiale d'anomalie de la température, pour la même période, montre que le réchauffement dans la région arctique varie de 2 $^{\circ}\text{C}$ à 8 $^{\circ}\text{C}$ (voir la figure I.1.b).

Le réchauffement prévu dans l'Arctique peut provoquer d'une part une diminution de la surface de la couverture de neige et d'autre part, la réduction de la surface et de l'épaisseur des glaces. Alors une diminution de l'albédo de la surface aura lieu. Par conséquent, l'absorption de rayonnement solaire par la surface augmentera ce qui se traduit par l'élévation de la température de l'atmosphère. D'autre part, par la réduction de la quantité de la glace de mer, la quantité d'énergie équivalente à l'énergie latente nécessaire pour la fusion

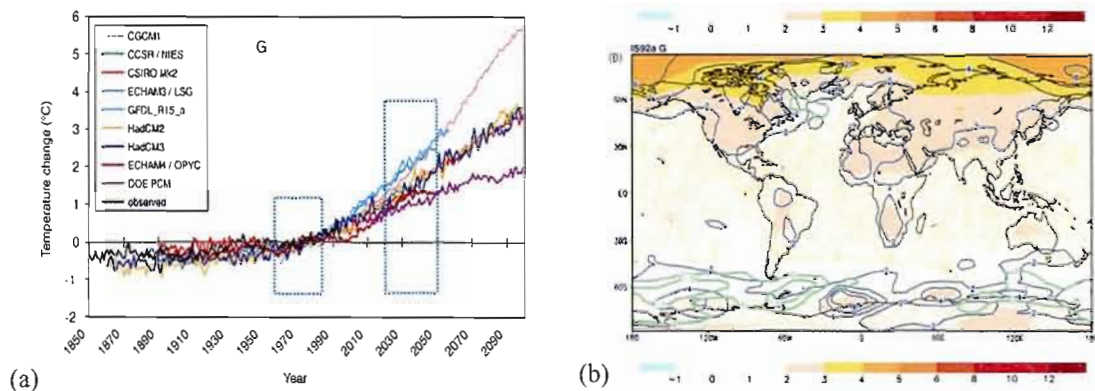


Figure 1.1 : (a) Séries temporelles des anomalies de la température moyenne globale relative à la température moyenne globale de la période standard 1961-1990 obtenues dans les simulations de Data Distribution Centre (IS92a); (G – on considère seulement le gaz à l'effet de serre). (b) Les anomalies de la température moyenne annuelle (zone colorée) ($^{\circ}\text{C}$), leurs limites de variation des prévisions des modèles (les isolignes bleus) ($^{\circ}\text{C}$) et le rapport entre l'anomale moyenne et la déviation standard (les isolignes vert) obtenues dans les simulations de Data Distribution Centre (IS92a); (G – on considère seulement le gaz à l'effet de serre) pour la période 2021- 2050 relative à la période standard 1961-1990 Adaptée de TAR –IPCC,2001

de la glace va être libérée en augmentant la température de l'atmosphère. Ceci amplifie le réchauffement initial régional et par rétroaction le réchauffement global.

Les observations météorologiques effectuées en Arctique lors de la deuxième partie du 20^{ème} siècle montrent un important réchauffement dans les régions sous-arctique, tandis que le processus de rétroaction décrit ci haut ne semble pas s'être produit au-dessus de l'océan Arctique et du Groenland au cours des dernières décennies.

Selon Comiso (2003), les données satellitaires prises dans les régions arctiques et sous-arctiques pendant la période 1981 - 2001 indiquent l'existence d'un réchauffement dans les années 90 comparées aux années 80 ainsi que, une variabilité régionale et saisonnière dans la tendance de la température de surface. Les tendances moyennes de la température sont généralement positives de $0.33^{\circ}\text{C}/\text{décade}$ au-dessus de la glace de mer, $0.50^{\circ}\text{C}/\text{décade}$ au-dessus de l'Eurasie et $1.06^{\circ}\text{C}/\text{décade}$ au-dessus de l'Amérique du Nord tandis qu'au-dessus du Groenland la tendance est légèrement négative de $-0.1^{\circ}\text{C}/\text{décade}$. Cependant, une variabilité saisonnière de la tendance de température de surface est présente surtout au-dessus

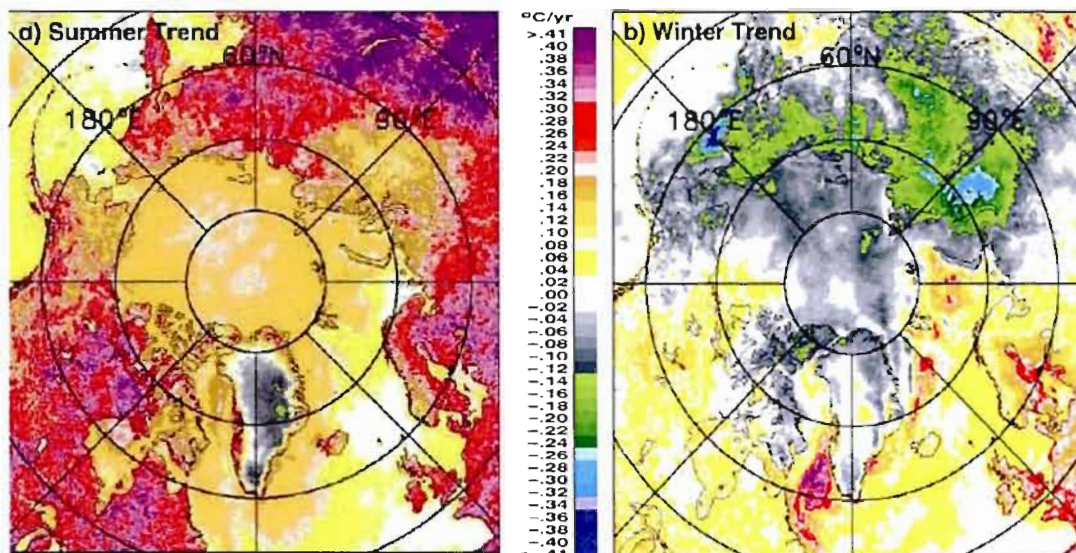


Figure I.2 : La tendance de la température ($^{\circ}\text{C}/\text{année}$) de surface en été (JJA) (a) et en hiver (DJF) (b) durant la période 1981- 2001. Adaptée de Comiso (2003).

de la glace de mer en ayant des valeurs assez différentes entre l'été et l'hiver : $1.22^{\circ}\text{C}/\text{décade}$ et $-0.89^{\circ}\text{C}/\text{décade}$ respectivement.

Kahl et al. (1992a, 1992b, 1993) analysant plus de 27000 sondages météorologiques effectués en Arctique par les armées américaine et soviétique durant la période 1950-1990, affirment qu'ils n'ont pas détecté le réchauffement prédit par les modèles climatiques. De plus, les analyses indiquent que durant la saison froide, il y a une amplification moyenne de l'inversion de température en basse troposphère comprise entre $2^{\circ}\text{C}/40$ ans au-dessus de la mer Barents et $18^{\circ}\text{C}/40$ ans dans la partie nord de la Sibérie. Ils constatent que l'amplification est causée par un refroidissement en surface, qui n'est pas prévu par les modèles, et un réchauffement aux niveaux 850 hPa et 700 hPa qui est en accord avec les prévisions numériques.

Bien que l'Arctique soit situé loin des plus importants centres industriels, elle est devenue au cours du 20^{ième} siècle une région très affectée par la pollution durant la saison froide. Depuis les années 50 il y a plusieurs témoignages concernant l'existence de la pollution créée par des émissions anthropiques provenant des latitudes moyennes. C'est en 1956 que Mitchell publie le premier rapport concernant la brume arctique. Il affirme

que durant la saison froide : i) la brume est constituée de particules dont le diamètre ne dépasse pas $2\text{ }\mu\text{m}$ et que celles-ci ne sont pas des cristaux de glace purs, ii) ces particules sont observées à tous les niveaux en dessous de 3 km d'altitude.

Vingt ans après la publication du rapport de Mitchell, une série de campagnes de mesures AGASP (Schell, 1984) (Arctic haze and Arctic gas and aerosol sampling program), ont été organisées afin d'établir la nature des polluants présents ainsi que leur concentration dans l'atmosphère. Les analyses ont montré que les polluants proviennent surtout de la combustion industrielle des latitudes moyennes (Radke et al, 1976 ; Barrie et Hoff, 1984; Barrie et al, 1989;). Durant la saison froide en Arctique on trouve fréquemment des concentrations d'aérosols dans la basse troposphère de l'ordre de quelques $\mu\text{g}/\text{m}^3$ correspondant à la concentration des aérosols dans les grandes villes (Shaw, 1982). Le composant principal de la brume arctique est le sulfate qui s'avère être un excellent noyau de condensation (Curry et al., 1996). Parmi les autres éléments chimiques, on retrouve la suie, des composés organiques et des métaux en concentrations plus faibles.

Dans l'atmosphère, les aérosols peuvent agir comme des noyaux de condensation ou des noyaux glaçogènes. Cette action désigne l'effet indirect des aérosols. Ceux-ci affectent les nuages qui sont un important régulateur du bilan radiatif du système Terre-atmosphère. Par exemple une augmentation de 5% du forçage radiatif de nuage pour les ondes courtes compenserait l'augmentation du gaz à effet de serre entre les années 1750-2000 (Ramaswamy et al., 2001). Le forçage radiatif positif de l'effet indirect d'aérosols est associé au réchauffement ou le gain d'énergie du système Terre-atmosphère tandis que le forçage négatif est associé au refroidissement ou la perte d'énergie du système Terre-atmosphère (Lohmann et Feichter, 2005). Un sommaire des différents effets des aérosols anthropiques sur les nuages et l'intervalle du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère et en surface est présenté dans le Tableau 1. Le bilan radiatif en surface est influencé aussi par les effets radiatifs indirects des aérosols mais leur efficacité est variable selon leur composition et les conditions environnementales telles que la température de l'air et l'humidité.

Effet	Type de nuage	Description	F_{SOA}	F_{SFC}
L'effet indirect d'aérosols pour les nuages avec le contenu fixé d'eau (l'albedo du nuages ou l'effet Twomey)	Tous les nuages	Les gouttelettes de nuage plus petites et plus nombreuses reflètent plus de rayonnement solaire	de -0.5 à -1.9	de -0.5 à -1.9
L'effet indirect d'aérosols pour les nuages avec le contenu variable d'eau (le temps de vie du nuage ou l'effet d'Albrecht)	Tous les nuages	Les plus petites gouttelettes de nuage diminuent l'efficacité de précipitation en prolongeant la vie de nuage	de -0.3 à -1.4	de -0.3 à -1.4
L'effet semi-direct	Tous les nuages	L'absorption du rayonnement solaire par la suie peut causer l'évaporation des particules de nuage	de -0.5 à 1.0	plus grand que F_{SOA}
L'effet thermodynamique	Les nuages en phase mixte	Les plus petites gouttelettes de nuage retardent le début de la congélation	?	?
L'effet indirect de glaciation	Les nuages en phase mixte	Plus de noyaux glaçogènes augmentent l'efficacité de précipitation	?	?
Le bilan énergétique en surface	Tous les nuages	L'accroissement de la concentration d'aérosols et de l'épaisseur optique de nuage, diminuent le rayonnement solaire net à la surface.	N/A	de -1.8 à -4.0

Tableau I.1 : Sommaire des différents effets d'aérosols et l'intervalle du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (F_{SOA}) [Wm^{-2}] et en surface (F_{SFC}) [Wm^{-2}]. Adapté de Lohman and Feichter (2005)

Dans les régions de hautes latitudes, les effets d'aérosols sur le cycle hydrologique pourraient avoir des conséquences plus grandes aux nuages en phase mixte qu'aux nuages de l'eau puisque la plupart de précipitation commence par l'intermédiaire de la phase de glace (Lau et Wu, 2003). Si quelques gouttelettes de nuage gèlent dans un nuage de l'eau surfondu, alors les cristaux de glace se développeront aux dépens des gouttelettes de nuage en raison de

la pression de vapeur de saturation qui est inférieure au-dessus de la glace qu'au-dessus de l'eau (l'effet de Bergeron). Ceci mène à une glaciation rapide du nuage de l'eau surfondu. Puisque la formation de précipitation par l'intermédiaire de la phase de glace est plus efficace que dans les nuages chauds, ceux-ci, les nuages glacées, ont une vie plus courte que les nuages de l'eau surfondus (Rogers et Yau, 1989).

Blanchet et Girard (1994, 1995) ont émis l'hypothèse selon laquelle l'existence d'un nouveau processus de rétroaction, le cycle de déshydratation jumelé à l'effet de serre, peut expliquer, du moins en partie, les tendances de température observées durant la saison froide. Ce nouveau mécanisme d'effet indirect des aérosols, *la rétroaction déshydratation-effet de serre* (RDES), implique l'interaction des sulfates anthropiques avec les nuages, la précipitation et le rayonnement infrarouge. Durant l'automne et l'hiver la masse d'air maritime doux et humide est advecté des latitudes moyennes jusqu'à hautes latitudes avec une période approximative de deux semaines. Lors de ce déplacement les dioxydes de soufre existant dans l'atmosphère s'oxydent pour former avec l'eau une solution d'acide sulfurique qui est hautement hygroscopique. Elle absorbe la vapeur d'eau à toutes les valeurs d'humidité relative favorisant ainsi la formation de micro-gouttelettes de nuages et inhibant la formation de cristaux. Si l'air est sursaturé par rapport à l'eau la condensation suivie du gel homogène ($T_{\text{air}} \leq -38^{\circ}\text{C}$) soit du gel hétérogène ($-38^{\circ}\text{C} \leq T_{\text{air}} \leq 0^{\circ}\text{C}$) sont les processus dominant dans la formation de cristaux de glace. Les noyaux glaçogènes disponibles, dont la concentration asses réduite en raison de la contamination avec les aérosols acides, commencent à s'activer dès que l'air est sursaturé par rapport à la glace. Alors les cristaux de glace se développeront aux dépens des gouttelettes de nuage par l'effet de Bergeron. Étant donné qu'à une petite concentration de noyaux glaçogènes il y a une importante quantité de vapeur d'eau disponible, les cristaux de glace devient moins nombreux mais plus gros. En conséquence, la vitesse terminale et le taux de précipitation de cristal de glace augmentent et le taux de déshydratation de la basse troposphère est augmenté. L'effet radiatif net serait une diminution du rayonnement infrarouge vers le bas et le renforcement de l'inversion de la température de bas niveau. À son tour, le refroidissement de surface en se propageant dans la couche limite planétaire de peut augmenter le taux de déshydratation, établissant une rétroaction entre le forçage radiatif du gaz à effet serre et de la déshydratation. (Blanche et Girard 1994, 1995).

Cette hypothèse a été vérifiée une première fois par Girard (1998). Il a comparé deux scénarios de la formation d'une masse d'air arctique par refroidissement radiatif d'une colonne atmosphérique en utilisant plusieurs modèles : le modèle colonne explicite (MCE), le modèle colonne paramétrique (MCP) et le modèle local du climat (MLC). Les résultats ont montré que la désactivation des noyaux glaçogènes, telle qu'observée par Borys (1989), induit un forçage radiatif en surface de $-2,7 \text{ W/m}^2$, comparable au forçage induit par le doublement du CO_2 mais oppose à celui-ci.

Afin d'évaluer l'impact de l'acidification des aérosols aux cristaux de glace et l'humidité dans la basse troposphère, Girard et al. (2005) ont utilisé le MLC en réalisant des simulations pour quatre saisons d'hiver de 1991 à 1994. Le modèle local du climat est une version unidimensionnelle (colonne) de NARCM ayant 49 niveaux verticaux dont 26 niveaux entre la surface et 900 hPa du fait qu'on peut simuler à haute-résolution la structure verticale de la couche limite planétaire. En ce qui concerne le gel homogène ils prennent en considération seulement les gouttelettes de sulfate d'ammonium et d'acide sulfurique de la brume arctique. Le paramétrage de la température du gel homogène des gouttelettes de sulfate d'ammonium est en accord avec les résultats des expériences de laboratoire prises par Cziczo et Abbatt (1999) tandis que, pour celles d'acide sulfurique proviennent de Koop et al. (1998). Quant au paramétrage du gel hétérogène Girard et al. (2005) ont utilisé une version modifiée du paramétrage de Meyers et al. (1992) afin d'obtenir la réduction de la concentration des noyaux glaçogènes par les aérosols acides d'origine anthropique en accord avec les observations de Borys (1989) prises à la station Alert, Canada. Les résultats des simulations 1D ont montré qu'en présence des aérosols anthropiques sont produits des cristaux de glace plus gros dans la basse troposphère en augmentant l'efficacité de la précipitation. Par conséquent, la déshydratation dans la couche limite planétaire a été renforcée de fait qu'on a constaté un substantiel refroidissement en surface.

L'étude faite par Pavlovic (2002) montre qu'en utilisant un nouveau schéma de nuages glacés dans le modèle NARCM (Northern Aerosol Regional Climate Model), on obtient des patrons de précipitations plus semblables avec ceux obtenues par les observations.

Cependant, une sous-estimation à certains endroits trop froids on pourrait s'expliquer par la concentration plus élevée des aérosols acides qui favorisent les précipitations en ciel clair.

Dans le cadre de nos recherches, l'interaction entre les sulfates, la vapeur d'eau et les noyaux glaçogènes sera représentée de façon plus réaliste, en se basant sur les observations de Borys (1989) et Bigg (1996). À l'aide du modèle nord-régional du climat avec le traitement explicite d'aérosols (NARCM) nous évaluerons la sensibilité du climat arctique à la rétroaction "déshydratation - effet de serre". Notre travail consiste à incorporer dans le modèle NARCM, le nouveau paramétrage pour la réduction de la concentration de noyaux glaçogènes, modulée par la concentration de sulfate (Girard et al., 2005) et de comparer les deux scénarios : (1) en présence d'aérosols naturels et (2) en présence d'aérosols anthropiques. À l'aide de cette comparaison, nous étudierons l'impact de l'acidification des aérosols sur l'ensemble de la région polaire durant la saison froide.

Plan de travail :

Cette oeuvre est divisée en trois chapitres. Afin de supporter le développement du mémoire le premier chapitre présente les notions de base de cette recherche. Nous nous attardons sur les concepts concernant les caractéristiques du climat arctique, les aérosols, les processus menant à la formation de précipitations. Nous y explicitons aussi, l'hypothèse de travail à la base de cette recherche : la rétroaction déshydratation-effet de serre.

La méthodologie employée, afin de vérifier l'hypothèse, consiste à utiliser un modèle régional du climat à trois dimensions qui traite les aérosols explicitement un mois de février. Deux scénarios d'aérosols seront comparés sur un domaine couvrant l'Arctique. Dans le second chapitre nous introduisons le modèle NARCM, en mettant d'emphasis sur la description des nuages stratiformes et de la représentation de la modélisation des aérosols. Finalement, la technique d'ensemble utilisée pour les simulations est décrite à la fin du chapitre 2.

Le troisième chapitre est consacré à la présentation des résultats et des analyses. Les champs météorologiques qui sont comparés entre les deux scénarios sont : l'humidité spécifique pour évaluer l'assèchement de la basse atmosphère, le profil vertical de température afin d'évaluer le forçage radiatif produit par la déshydratation de la basse atmosphère, la température de l'air à la surface afin d'évaluer le taux de refroidissement, le contenu en eau liquide et solide intégré sur la verticale pour déterminer le changement dans la phase des nuages, les précipitations pour évaluer le taux de déshydratation. Nous analysons la corrélation temporelle entre les anomalies du bilan radiatif du rayonnement infrarouge en surface, l'humidité spécifique et la température de l'air à la surface. Afin d'évaluer la sensibilité du climat local à une acidification des aérosols, nous analysons aussi les séries temporelles des anomalies de la concentration du sulfate, de la température de l'air à la surface, du flux du rayonnement infrarouge vers la surface et de l'humidité spécifique. Les conclusions de cette recherche seront présentées dans la dernière section.

CHAPITRE I

RÉGION ARCTIQUE. HYPOTHÈSE DE TRAVAIL

Le chapitre débutera par la présentation de différentes caractéristiques du climat arctique, suivi d'une brève description des types d'aérosols qui y sont présents, ainsi que leurs compositions chimiques et leurs caractéristiques thermodynamiques. Ensuite, on abordera les mécanismes menant à la précipitation et à la formation de brouillards de glace. Quant aux effets radiatifs indirects des aérosols, ainsi qu'à l'hypothèse étant à la base de cette recherche, ils seront présentés dans la dernière partie du chapitre.

1.1 Caractéristiques du climat arctique

1.1.1 Les conditions climatiques

L'atmosphère, autant que les océans, fait connecter directement l'environnement arctique au reste du monde. Le transport atmosphérique des polluants, y compris des gaz à effet de serre, des aérosols, et l'eau, affecte d'une manière importante le climat arctique. Le patron de la pression au niveau moyenne de la mer pour le mois de janvier en Arctique montre deux régions de basse pression au-dessus de l'Atlantique du Nord autour du Groenland et de l'Islande et au-dessus de l'océan Pacifique dans les Aléoutes respectivement. L'influence de la dépression islandaise se prolonge jusqu'au Pôle Nord, tandis que cela de la dépression d'Aléoute est efficacement bloqué par les montagnes de l'Alaska et de la Sibérie du nord-est (Barry et Hare 1974). Quant aux anticyclones, ils sont plus fréquents et forts au-dessus de la Sibérie et plus faibles en l'Alaska/Yukon, au-dessus du bassin et de l'Arctiques centrale. La circulation d'air à grande échelle au-dessus de l'Océan Atlantique du Nord est déterminée par la dépression islandaise est caractérisée par des forts vents en altitude provenant de l'ouest ou sud-ouest (Jet stream). Cela fait transporter l'air chaud et humide et

les polluants de latitudes moyennes vers l'Arctique. Plus lointain vers le Nord, la circulation est généralement anticyclonique autour du Pôle Nord avec les vents dominants provenant l'est et nord-est.

Les forts vents sur des vastes régions sont généralement associés aux intenses dépressions. En hiver, ces vents sont les plus fréquents dans le secteur atlantique de l'Arctique où ils suivent une trajectoire d'Islande vers la mer de Barents. En haute altitude la circulation stratosphérique et est caractérisée par des vastes systèmes cycloniques, plus ou moins circumpolaire, qui sont désignée sous le nom « des tourbillons polaires ».

La température

Le climat maritime est caractérisé par des températures moyennes de l'air en surface d'environ 10 °C durant l'été et -5 °C pendant l'hiver tandis que le climat continental est caractérisé par des températures moyennes comprises entre -30 °C et -35 °C en hiver et de 0 °C à 2 °C en été (Barry et Chorley 1998).

La température de l'océan semble être étroitement liée à la circulation atmosphérique, avec une rétroaction positive, existant entre les circulations atmosphériques et océaniques. Il s'avère que les pressions atmosphériques élevées sont associées à de basses températures dans l'océan, tandis que la basse pression est liée à un océan plus chaud (Ikeda 1990a, 1990b). Pendant les années chaudes, il y a un important transport de masses d'eau chaude à l'Arctique, ayant comme résultat une diminution de la couverture de glace. Au contraire, pendant les années froides, le transport de l'eau chaude vers l'Arctique est réduit et la couverture de la glace de mer est plus grande (Aadlandsvik et Loeng 1991).

Les précipitations

Une importante caractéristique climatique de l'Arctique est la présence de la couverture persistante et étendue des nuages de type stratus, au-dessus de cette région. Selon Schweiger (2004) la fraction de la couverture nuageuse présente une importante différence

	Hiver	Printemps	Été	Automne
PATHP	76	77	81	84
APPX	74	66	81	80
JC	67.9	66	65.2	66.6

Tableau 1.1 : Les valeurs moyennes saisonnières de la couverture nuageuse au-dessus de l'Arctique. Adapté de Schewieger 2004.

entre la saison froide (l'hiver, printemps) et telle chaude (l'été, automne). Le tableau 1.1 montre les moyennes saisonnières de la fraction de la couverture nuageuse au-dessus de l'Arctique, obtenues par l'analyse des données provenant de TRIOS Operational Vertical Sounder (TOVS) Polar Pathfinder (PATHP) (Schweiger et al., 2002), de Advance Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Polar Pathfinder (APPX) (Wang et Key, 2003) et de AVHRR au-dessus de la glace de mer (JC) (Comiso, 2000). Les données ont été prises durant les vingt dernières années du XXe siècle.

Le taux de la précipitation annuelle en Arctique central est estimé être généralement moins de 250 mm/année (Barry et Serreze, 2000). L'air froid contient moins d'humidité et donc bien que la fréquence de la précipitation puisse être élevée, l'intensité globale de précipitations est réduite. Les plus bas taux de précipitation dans les régions arctiques et sous-arctiques sont approximativement 140 mm/année en Sibérie orientale, le Canada nordique et le Groenland mais avec une tendance légère d'accroissement durant les dernières 40 années (Serreze et al. 2000). Cependant, dans l'Atlantique du Nord et le sud de l'Alaska (AMAP, 1998), en raison d'une forte activité cyclonique, les taux de précipitation peuvent atteindre environ 600 mm/année.

1.1.2 Refroidissement des masses d'air

Une masse d'air est une portion de la troposphère dont l'humidité et la température sont relativement homogènes horizontalement. En général, on classe les masses d'air selon leur degré d'humidité et de chaleur. La masse d'air arctique est caractérisée par une très faible humidité spécifique et des températures très basses.

Girard (1998) a analysé les observations météorologiques prises à la station Alert (82 °N, 62 °O) située au nord du Canada. L'analyse de Fourier des données de pression de surface pour quatre saisons froides (de 1991 à 1994), lui a permis de trouver un maximum à une période de 15 jours et un autre, de moindre importance à une période de 18 jours. Cette période correspond au déplacement de l'onde planétaire qui délimite les masses d'air arctique et maritime. À l'intérieur de cette période, la masse d'air chaud et humide, qui entre en Arctique, se refroidit en acquérant les propriétés d'une masse d'air arctique (Wexler, 1936 ; Curry, 1983). La quantité réduite de rayonnement solaire durant la saison hivernale en Arctique, qui fait que le bilan radiatif en surface est dominé par la perte d'énergie tellurique de la surface, et la grande stabilité statique de l'air arctique et qui limite sérieusement les mélanges verticaux, sont responsables pour la transformation de la masse d'air maritime en masse d'air polaire. La masse d'air maritime subit un refroidissement radiatif qui débute dans la couche en contact avec le sol très froid.

Par la suite, le refroidissement se propage vers le haut, chaque couche transférant une partie de son énergie au profit des couches adjacentes. La baisse de la température de l'air, dans les couches inférieures de la troposphère, cause l'augmentation de l'humidité relative au-delà du point de saturation. Il y a alors la formation de cristaux de glace qui, selon leur taille, peuvent se déposer au sol. Les précipitations des cristaux de glace assèchent la basse troposphère et contribuent à amplifier le refroidissement de la masse d'air par une diminution de l'effet de serre.

1.1.3 Inversion de température

Une des caractéristiques principales du climat arctique est la présence dans les couches de la basse troposphère de l'inversion¹ de la température. Celle-ci a une grande variabilité saisonnière en ce qui concerne la variation de la température et la hauteur du sommet de l'inversion. Les valeurs moyennes varient de 3,2 °C en été à 11,8 °C en hiver

¹ Conformément à Sereze et al. (1992) une couche d'inversion de température se définit comme étant une couche à travers laquelle la température augmente avec l'altitude en incluant des zones de moins de 100 m où la température peut diminuer.

respectivement de 392 mètres à 1200 mètres (Serreze et al., 1992). Selon Curry (1983,1996), l'inversion de température de surface peut occasionnellement excéder 30 °C et la hauteur du sommet peut atteindre 4000 mètres. En raison des inversions de la température, il arrive que les sommets des nuages de bas niveaux soient plus chauds que la surface créant ainsi des difficultés au niveau de la détection passive des nuages, par les canaux infrarouges.

L'inversion de température en Arctique est un phénomène complexe. Cela n'implique pas seulement le refroidissement radiatif, mais également l'advection d'air chaud en altitude, la subsidence raliée aux anticyclones, les propriétés radiatives des cristaux de glace, la fusion de la neige ou de glace et la topographie. L'inversion de température est connue depuis 100 années (Serreze et al., 1992), mais il semble que celle-ci n'a pas toujours été de l'ampleur révélée dans la deuxième moitié du XXe siècle. Kahl et al. (1992a; 1992b; 1993), en analysant les observations prises par les armées américaine et soviétique dans la région arctique, au cours de la période s'étalant de 1950 à 1990, ont montré que dans l'ouest de l'Arctique, l'inversion de température en surface s'est amplifiée de 4°C lors du saison hivernale. Dans cette recherche, nous explorons un effet radiatif indirect des aérosols qui pourrait expliquer, au moins en partie, ce renforcement de l'inversion de température observée en Arctique durant l'hiver.

1.2 Les aérosols

La composition des aérosols est aussi une caractéristique particulière de la région arctique. Selon leur production, les aérosols peuvent être regroupés en deux grandes classes : i) aérosols naturels qui sont issus de processus naturels et ii) aérosols anthropiques produits par l'activité humaine. Les origines de ces aérosols sont multiples. Ainsi, Seinfeld et Pandis (1998) considèrent que les sources naturelles de polluants proviennent du sol, des feux de forêts, du sel de mer, des volcans et des aérosols secondaires issus des gaz, tandis que les aérosols anthropiques proviennent de combustibles fossiles, d'industries et de différents moyens de transport. Selon Sirois et Barrie (1999), l'analyse des observations des aérosols prises à la station Alert entre 1990 et 1995, montre que durant l'hiver les aérosols sont constitués de sulfate dans une proportion variant entre 40 et 60%. Les observations (Hoff et

al., 1983; Schnell, 1984) montrent que les sulfates, les hydrocarbonés et la suie dominent pour les diamètres inférieurs à 1 μm , alors que les particules de sol et de sel de mer dominent pour les diamètres supérieurs.

Les sources des émissions de dioxyde de soufre et d'oxyde d'azote anthropique dans l'hémisphère nord sont fortement localisées dans les régions peuplées et industrialisées de l'Amérique du Nord orientale, de l'Europe et de l'Asie du sud-est (Stonehouse, 1986; Barrie, 1986, Benkovitz et al, 1996,). L'Amérique du Nord contribue aux émissions globales estimées de dioxyde de soufre anthropique dans une proportion d'environ 20 % comparativement à 40 % pour l'Europe tandis que, une grande partie des émissions globales restantes se produisent en Extrême-Orient, en particulier en Chine, où de grandes quantités de charbon et hydrocarbures sont employés pour produire la chaleur et l'énergie (AMAP, 1998). Durant l'hiver et le printemps, le front polaire est situé au sud des grands centres industriels (Barrie et Hoff, 1984) et les mécanismes de transport des aérosols anthropiques s'avèrent particulièrement efficaces. Les polluants sont alors injectés directement dans les régions froides et sèches. Le faible taux de précipitation au nord du front polaire minimise le dépôt humide des aérosols anthropiques en les permettant à parcourir de grandes distances de latitudes moyennes aux régions arctiques.

1.2.1 Les éléments chimiques présents dans l'Arctique

Les observations faites durant les années quatre-vingt dans les régions arctiques ont révélé une grande variété d'éléments chimiques associés aux aérosols. Certains composés chimiques ont été clairement identifiés comme étant d'origine anthropique tandis que d'autres proviennent de sources naturelles. Souvent, il arrive qu'on retrouve des traces de métaux provenant principalement de sources anthropiques, amalgamés aux aérosols de ces deux catégories. Les tableaux 1.2 (substances organiques) et 1.3, 1.4, (éléments anorganiques) brossent un bilan des principaux composés chimiques observés en Arctique durant les campagnes de mesures AGASP I et II (Schnell, 1984).

Éléments chimiques	Source(s)
HCH	A
Chlorodane	A
Fluorothène	A
Anthracène	A
Pyrène	A
Chrysène	A
Quinone	A
Phénol	A
PAH	A et N
n-alkane	A
C ₁₂ -C ₃₀	N
C ₂₇	N
C ₂₉	N
C ₃₁	N

Tableau 1.2 : Quelques POM (« particulate organic matter ») retracé dans les aérosols arctiques (diamètre de 0.1 à 1 µm) (Daisey et Liroy, 1981; Pacyna et Oehme, 1988) A- anthropique, N- naturel .

Élément chimique	Concentration (ng/m ³)	Source(s)
SO ₄ ²⁻	1000	A et N
NH ₄ ⁺	100	N
Br	10	A et N
I	1	N
V	1	A
Al	100	A
K		A
Mn	1	A

Tableau 1.3 : Éléments chimiques les plus importants formant les noyaux d'Aitken. Le symbole A est utilisé pour anthropique et N pour naturel ; 0,1 à 1 µm de diamètre. (Hoff et al., 1983).

Éléments chimiques	% de la masse d'une particule	Source(s)
Si	47	N
Al	20	A
Fe	12.3	N et A
Na	8	N
K	6	N
Cu	4	N et A
Ca	1	N

Tableau 1.4 : Analyse de la composition atomique d'un échantillon de particules de sol (supérieur à 1 µm de diamètre) pris dans le nord de la Norvège (Franzen et al., 1994).

1.2.2.1 Les sulfates

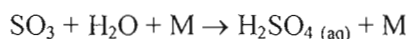
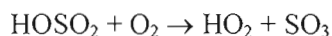
En 1986, Barrie estime que, pendant l'hiver, on retrouve en moyenne $2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ de sulfate dans les régions arctiques. Girard (1998), en étudiant les observations météorologiques prises à la station Alert entre 1990 et 1994, a constaté que les sulfates représentent entre 40 % et 60 % de la masse totale des aérosols pendant les périodes d'hiver. Lorsqu'il y a une augmentation de la concentration de sulfate (suite à un épisode de pollution), on constate la diminution du rayon efficace des gouttelettes de nuage et l'augmentation de la concentration des gouttelettes de nuage (Heintzenberg et al., 1986; Shaw, 1986). Les gouttelettes de nuage plus petites et plus nombreuses reflètent plus de rayonnement solaire permettant ainsi d'augmenter l'albédo des nuages (Twomey, 1991). Par conséquent, il y a un forçage radiatif négatif en surface (voir le Tableau 1, Introduction) (Lohmann, 2005). D'autre part, l'augmentation du nombre de gouttelettes ayant des dimensions plus petites réduit l'efficacité des précipitations et prolonge la vie des nuages (Albrecht, 1989). Conséquemment, l'effet radiatif des nuages devient plus important. Lors de la saison d'hiver en Arctique, l'effet de Twomey est très réduit en raison du faible rayonnement solaire, tandis que l'augmentation de la durée de vie des nuages peut avoir des conséquences importantes sur le climat arctique.

Les sulfates présentent une grande affinité pour les cations H^+ provenant de l'eau ou pour les cations d'ammonium (NH_4^+) avec qu'ils s'associent, formant l'acide sulfurique ou le sulfate d'ammonium. Entre ces deux réactions, celle impliquant les cations d'ammonium se produit beaucoup plus rapidement (Seinfeld et Pandis, 1998). Cependant, en hiver, en raison de la rareté des sources biologiques d'ammonium aux hautes latitudes, on retrouve plus d'acide sulfurique que de sulfate d'ammonium. L'explication est que la quantité d'ammonium présente dans l'atmosphère n'est pas suffisante pour neutraliser tout le sulfate et en conséquence, ce dernier réagit avec les cations H^+ pour former l'acide sulfurique. Girard (1998) a remarqué une forte corrélation (0,82) entre la masse totale de sulfates et celle de l'acide sulfurique, durant la saison froide.

1.2.2.2 Le dioxyde de soufre (SO₂) et le diméthylsulfure (DMS)

Les deux principaux gaz précurseurs pour le sulfate sont : i) le dioxyde de soufre (SO₂) provenant des sources anthropiques ou des volcans, et ii) le diméthylsulfure (DMS) provenant des sources biologiques, particulièrement de plancton marin.

Selon Benkovitz et al. (1996), le dioxyde de soufre est l'un des principaux gaz polluants issus des régions industrielles. L'Amérique du Nord contribue aux émissions globales du dioxyde de soufre anthropique de l'ordre d'environ 20 %, l'Europe environ 40 % et l'Asie 30 % (AMAP Assessment Report, 1998). Il y a plusieurs chaînes de réactions chimiques transformant le dioxyde de soufre en acide sulfurique, mais la plus efficace est la réaction chimique entre le dioxyde de soufre et l'anion OH⁻ provenant de la photodissociation de l'ozone, suivi de la réaction avec la vapeur d'eau (Seinfeld et Pandis, 1998):



où M représente soit une molécule d'azote ou d'oxygène qui absorbe l'excès d'énergie de vibration. Une fois que la quantité d'acide est suffisante, celle-ci peut s'associer avec la vapeur d'eau ou avec un aérosol déjà existant, pour former une gouttelette d'acide sulfurique. Girard (1998) mentionne que le dioxyde de soufre libéré par la combustion et par les volcans puisse être oxydé dans l'atmosphère. Cette oxydation permet de former divers composés de sulfate, parmi lesquels on retrouve les trois composants importants existant en Arctique : le sulfate d'ammonium ((NH₄)₂SO₄), le bisulfate d'ammonium (NH₄HSO₄) et l'acide sulfurique (H₂SO₄) (Sirois et Barrie, 1999).

Quant au diméthylsulfure (DMS), l'océan Arctique et les mers adjacentes sont généralement assez productifs et par conséquent, doivent être considérés des sources potentielles de soufre atmosphérique. Les émissions se produisent principalement entre le

mois de juin et d'août, quand les taux d'émission peuvent approcher $50 \text{ mgS/m}^2/\text{année}$, dans la région nord de l'océan Atlantique et de la mer Barents (Tarrason et al., 1995).

Sur la base des analyses des isotopes du soufre, Barrie (1995) conclue que, en hiver, les sources anthropiques expliquent la présence de presque tout le soufre dans l'atmosphère arctique, tandis qu'en été, environ 30 % du soufre proviennent des sources naturelles.

1.2.2.3 Le sulfate d'ammonium

L'ammoniaque (NH_3) est également impliquée dans les processus d'acidification ; il agit comme un neutralisant dans l'atmosphère, mais comme agent net d'acidification dans les sols. L'ammoniaque se combine avec de l'acide sulfurique dans l'atmosphère pour former le sulfate d'ammonium ($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) et le bisulfate (NH_4HSO_4), ou avec l'acide nitrique (HNO_3) pour former le nitrate d'ammonium (NH_4NO_3). Selon le Programme Européen de Surveillance et d'Évaluation (EMEP), on estime que 7-8 Tg de toutes les émissions annuelles d'ammoniaque proviennent de l'Europe, principalement de la production animale et d'autres activités agricoles (Buijsman et al., 1987). Pendant l'hiver, en Arctique il y a peu de sources de l'ammoniaque et ainsi, les aérosols sont en général fortement acides (Barrie et Barrie, 1990).

1.2.2.4 L'acide sulfurique

Les aérosols d'acide sulfurique sont hygroscopiques et s'avèrent être de bons noyaux de condensation, tandis que leur capacité à former des noyaux de glaciation est faible. Les vapeurs d'acide sulfurique se condensent de façon préférentielle sur des noyaux déjà existants (Seinfeld et Pandis, 1998). Ainsi, il est possible d'observer une pellicule d'acide sulfurique sur un noyau insoluble ou un mélange soluble, susceptible de réagir chimiquement (Bigg, 1980). Plusieurs études ont démontré que la température de gel homogène des gouttelettes est proportionnelle à la concentration d'acide sulfurique de celles-ci (Chen et al. 2000). Selon Bertram et al. (1996), à 35 % de concentration d'acide sulfurique, la température de gel homogène se situe un peu en dessous de 175 K. Au fur et à mesure que le

degré de dilution augmente, la température de gel augmente de 175 K jusqu'à 238 K, soit la température de gel homogène d'une gouttelette d'eau pure.

1.2.3 Particularités microphysiques des aérosols en Arctique

Par leurs propriétés physiques et chimiques, certains aérosols sont de bons noyaux de condensation, d'autres peuvent servir de noyaux de glaciation, mais on peut retrouver certains aérosols qui ne sont ni l'un ni l'autre. Nous verrons plus en détail, dans cette section, les caractéristiques des noyaux de condensation et des noyaux de glaciation.

1.2.3.1 Les noyaux de condensation

En Arctique, on retrouve de l'acide sulfurique sur la plupart des noyaux d'Aitken (Curry et al., 1996; Borys, 1989). Nécessitant une énergie moindre, la vapeur d'acide sulfurique se condense préférentiellement sur des noyaux déjà existants, plutôt que de former de nouvelles particules (Seinfeld, 1986). La coagulation des aérosols d'acide sulfurique avec d'autres particules produit des mélanges internes de plusieurs composantes. Par conséquent, sur un noyau insoluble, on observe une pellicule de solution d'acide sulfurique et d'eau (Bigg, 1980) constituant un excellent milieu de condensation.

Les sels tels : le sulfate d'ammonium, le nitrate d'ammonium, le chlorure de sodium, le chlorure de potassium ; certains acides tels : l'acide nitrique et l'acide sulfurique sont, en général, d'excellents noyaux de condensation, en raison de leur affinité avec l'eau (Pruppacher et Klett, 1997; Seinfeld, 1986). Les sels sont déliquescents, c'est-à-dire qu'à une humidité relative autour de 70 % ou 80 %, ils absorbent la vapeur d'eau et forment des gouttelettes stables dans l'air sous-saturé. Les aérosols d'acide sulfurique sont hygroscopiques, c'est-à-dire qu'ils absorbent la vapeur d'eau à toutes les valeurs d'humidité relative, étant d'excellents noyaux de condensation (Shaw, 1989; Curry et al., 1996).

1.2.3.2 Les noyaux de glaciation

Les noyaux de glaciation permettent de réduire l'énergie nécessaire à la formation d'embryons de glace. Ainsi, ils facilitent la formation des cristaux de glace à des températures supérieures à celle du gel homogène des gouttelettes d'eau. Les meilleurs noyaux glaçogènes proviennent de particules de sol ou de composantes organiques qui sont transportées par les vents (Szyrmer et Zawadzki, 1997) dans les régions de hautes latitudes. Les minéraux argileux constituent en moyenne 80 % des noyaux de glaciation (Kumai, 1976). Les particules de poussière sont parfois trouvées dans la haute troposphère, soit couverts par les solutés des sulfates, des nitrates ou d'autres électrolytes (Zhang et Carmichael, 1999), soit libres n'étant pas enduits par les sulfates ou d'autres composants condensés (DeMott et al., 2003b).

Zuberi et al. (2002) et Hung et al. (2003) ont montré aussi, par des études de laboratoire que les argiles et les composants minéraux de poussière dans un mélange interne avec les sulfates sont d'excellents noyaux de gel hétérogènes. Plus récent, Archuleta (2005) a montré que d'autres composants de la poussière l'oxyde d'aluminium, l'alumine silicate, et l'oxyde de fer peuvent devenir bons noyaux de gel hétérogènes en se couvrant avec l'acide sulfurique lors du passage de la masse d'air au-dessus des régions industrielles.

Les particules de suie anthropique ou naturelle peuvent devenir de bons noyaux glaçogènes. Selon Gorbunov et al. (2001) les résultats des études concernant la nucléation des particules de suie ont montré que l'augmentation du rayon des particules a mené à une augmentation du nombre de cristaux de glace. De plus, l'oxydation de la surface des particules de suie augmente l'efficacité de la nucléation en raison de l'accroissement de nombre des groupes chimiques capables à former des liens d'hydrogène avec des molécules d'eau (Gorbunov et al., 2001).

La taille de ces noyaux diffère selon les différentes parties du monde où ils se retrouvent, puisque, durant le transport, les plus grosses particules sédimentent et sont

lessivées. Ainsi, dans les régions polaires éloignées des sources, on retrouve une plus faible concentration de noyaux de glaciation et ceux-ci sont généralement de petites tailles.

Pruppacher et Klett (1997), ont proposé quatre conditions nécessaires qui doivent être respectées afin de maximiser l'efficacité² d'un noyau glaçogène : i) en général, les noyaux glaçogènes doivent être insolubles. Un aérosol soluble se désintègre sous l'action de l'eau et perd ainsi l'ordre moléculaire nécessaire à l'initiation d'un embryon de glace. ii) la particule doit être plus grosse que l'embryon de glace se formant sur celle-ci (Gerber, 1972; Edwards et al., 1962). iii) Les noyaux glaçogènes augmentent leur efficacité en ayant d'une part une terminaison atomique O – H, similaire à celle de la glace et d'autre part, en ayant un arrangement moléculaire de type cristallographique, similaire à celle de la glace (Fukuta, 1966; Mason, 1971). iv) la présence de cavités et de fentes sur la surface du noyau glaçogène qui facilite la nucléation de la glace, en minimisant l'énergie nécessaire à la formation de l'embryon de glace.

Bien que les précipitations soient presque toujours en phase solide, les principaux aérosols anthropiques observés, durant l'hiver en Arctique, ne sont pas généralement de bons noyaux glaçogènes. Afin d'éliminer cette contradiction, on a proposé deux processus physiques pour la formation des cristaux de glace : i) condensation suivie du gel homogène des microgouttelettes d'eau (aérosols humides), ii) la transformation chimique lors du cycle de condensation-évaporation, iii) la nucléation hétérogène.

i) Condensation suivie du gel homogène des micro-gouttelettes – nécessite une température très basse .

En général, les aérosols appartenant au mode d'accumulation sont recouverts d'acide sulfurique qui représente plus de 50 % de la masse totale des aérosols en Arctique. Ceux-ci sont ainsi altérés et bien mélangés par coagulation, en favorisant la distribution d'acide

² L'efficacité d'un aérosol à nucléer la glace est définie comme étant la capacité d'un type de particule à nucléer la glace à une température la plus élevée possible. Ainsi, l'AgI qui initie la formation de la glace à une température de -3°C est plus efficace que le I₂ qui initie la formation de la glace à -11°C.

sulfurique comme mélange interne sur tous les aérosols. Les noyaux glaçogènes préexistants se désactivent et la concentration de noyaux glaçogènes est donc réduite.

Par leurs propriétés hygroscopiques, ils deviennent d'excellents noyaux de condensation. À mesure que l'humidité relative augmente, ces aérosols se diluent et deviennent de moins en moins concentrés en acide sulfurique. Selon Ohtake et al. (1982) et Curry et al. (1996), le scénario le plus probable est le gel homogène de ces gouttelettes d'acide sulfurique, une fois qu'elles sont suffisamment diluées et la température est inférieure au -40°C .

ii) Transformation chimique lors du cycle de condensation-évaporation :

Rosinski (1991) a étudié le comportement des aérosols de sulfate d'ammonium lorsqu'ils sont soumis aux différents cycles de condensation et d'évaporation. Il a observé que les aérosols acquièrent les propriétés de noyaux glaçogènes, pouvant ainsi participer à la formation des cristaux. On suppose que la transformation est d'ordre chimique et qu'elle se produit pendant le cycle qui mène à la formation d'agrégats insolubles dans la solution formant l'aérosol. Ainsi, certains agrégats acquièrent une configuration moléculaire qui favorise la nucléation de la glace et de même l'évaporation de l'eau.

iii) La nucléation hétérogène – permet un grossissement rapide des cristaux

Les noyaux glaçogènes peuvent réduire la barrière d'énergie nécessaire à réaliser la nucléation des germes de glace, en facilitant la formation des cristaux de glace. La présence noyaux glaçogènes dans les gouttelettes d'eau ou en contact avec elles, favorise l'apparition d'une surface où les molécules d'eau peuvent se lier ensemble en formant des agrégats dont la structure est semblable à la structure du cristal de glace (Rogers et Yau, 1989).

Les aérosols solubles ou insolubles peuvent agir comme des noyaux glaçogènes soit par le contact avec des gouttelettes de nuage surfondues, soit en déclenchant la congélation d'une gouttelette de nuage après l'immersion, soit par condensation suivie du gel, soit en

agissant comme des noyaux de dépôt. La nucléation de contact est habituellement le processus le plus efficace aux températures de -5°C à -20°C (Gorbunov et al., 2001), alors qu'aux plus basses températures la nucléation d'immersion peut être plus répandue. Les noyaux de dépôt sont généralement moins efficaces puisque la barrière d'énergie qui doit être surmontée pour le changement de phase vapeur-glace est plus grande que cela exigée pour les modes de nucléation.

1.3 Les précipitations

L'Arctique est caractérisé par une forte stratification de la basse atmosphère qui n'est pas favorable à la formation de nuages et de précipitations par soulèvement convectif. Cependant, beaucoup des stations météorologiques rapportent assez fréquemment la présence de précipitations, là où il n'y a pas de nuage ou encore la présence de mince stratus de bas niveau. Ce phénomène porte le nom de précipitations en ciel clair (PCC). Girard et al. (2005) rapportent une fréquence élevée de cristaux précipitant dans les bas niveaux de la troposphère à Alert durant les hivers 1991 à 1994. Dans cette section, nous tenterons de comprendre les mécanismes permettant de créer ces précipitations.

1.3.1 Évolution temporelle de la saturation

Si l'atmosphère contient des noyaux de condensation/glaciation, leur activation devient possible à partir du moment où l'air est sursaturé par rapport à l'eau/glace. Généralement, lorsque cette sursaturation augmente, la quantité d'aérosols disponibles à servir de noyaux de condensation/glaciation tend à croître. Selon Rogers (1989), l'évolution temporelle de la saturation S peut être exprimée de façon suivante :

$$\frac{dS}{dt} = P - C \quad (1.1)$$

où P est un terme source (proportionnel au taux de refroidissement de l'air) et C représente un terme puit (taux de condensation). Ce dernier terme s'exprime par la somme du taux de condensation sur les noyaux de condensation ou noyaux de glaciation qui s'activent et du

taux de condensation sur les gouttelettes ou cristaux préexistants. Cette équation nous permet de réaliser que le refroidissement de l'air fait d'augmenter P , et donc le rapport saturant (dS/dt) s'accroît.

Lorsque la sursaturation critique d'activation de plus gros noyaux de glaciation est atteinte, le dépôt de vapeur d'eau sur les noyaux de glaciation débute. Le terme C augmente et le taux de croissance de la saturation diminue jusqu'à une valeur nulle lorsque $C=P$. À ce moment, la sursaturation est à son maximum et il n'y a plus de noyaux de glaciation qui s'active. Cependant, l'air est toujours sursaturé et les cristaux formés auparavant continuent de croître. Le terme C augmente alors davantage et il devient plus grand que P ($C>P$). Le rapport saturant devient négatif et S diminue, jusqu'à ce qu'il y ait un nouvel équilibre entre P et C . Lorsque le nombre de cristaux est suffisamment bas, P devient supérieur à C , la saturation remonte et le cycle reprend.

1.3.2 Les cristaux de glace

Les observations prises en Arctique ont révélé un grand contraste entre la concentration de cristaux de glace qui varie entre 1 et 1000 L^{-1} et la concentration de noyaux de glaciation qui ne dépasse pas 1 L^{-1} (Radke et al., 1976; Curry, 1994) pendant l'hiver. Afin d'expliquer cette disproportion, il faut dire que dans les conditions spécifiques de l'Arctique, les cristaux de glace de la basse troposphère durant l'hiver arctique ressemblent aux cirrus en haute altitude.

Quant aux température, humidité et la présence des aérosols composés on y observe approximativement les mêmes conditions qu'en haute troposphère là où, habituellement on trouve les cirrus. Selon DeMott et al. (1994), la condensation suivie du gel homogène des gouttelettes serait le principal mécanisme de formation des cristaux dans les cirrus. La température de gel dépend de la concentration du soluté, de l'humidité relative ainsi que du volume des microgouttelettes (Chen et al., 2000).

Swanson et al. (1998) proposent un autre processus afin d'expliquer la disproportion. Ils ont observé en laboratoire que les cristaux qui chutent dans une couche sous-saturée peuvent se fracturer pendant le processus de sublimation sans aucune turbulence ni convection. La concentration des cristaux n'est pas uniforme dans l'atmosphère.

La figure 1.1 montre une forte variabilité de la fréquence des précipitations en ciel clair avec l'altitude observée durant la campagne de mesure AGASP (Aerosol and Gas Arctic Sampling Program). Alors, on constate que les cristaux de glace sont plus abondants dans les premiers 800 m, ainsi qu'entre 2 et 4 km d'altitude. Ceci a un impact direct sur le temps de relaxation de la sursaturation³. Khvorostyanov et Sassen (1998) expriment le temps de relaxation de la sursaturation (τ) en fonction de la concentration des cristaux de glace ($\overline{N_c}$) et des gouttelettes d'eau ($\overline{N_w}$), ainsi que de leur rayon équivalent moyen ($\overline{r_c}$ et $\overline{r_w}$) :

$$\tau = \left[4\pi D (\overline{N_w} \overline{r_w} + \overline{N_c} \overline{r_c}) \right]^{-1} \quad (1.2)$$

où D représente le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau. Girard et Blanchet (2001b) ont montré que le temps de relaxation augmente lorsque la quantité de cristaux ou de gouttelettes diminue. Ceci s'explique par le fait que le taux de condensation diminue lorsqu'on réduit la quantité de cristaux/gouttelettes.

³ Temps requis pour diminuer la sursaturation d'un facteur e .

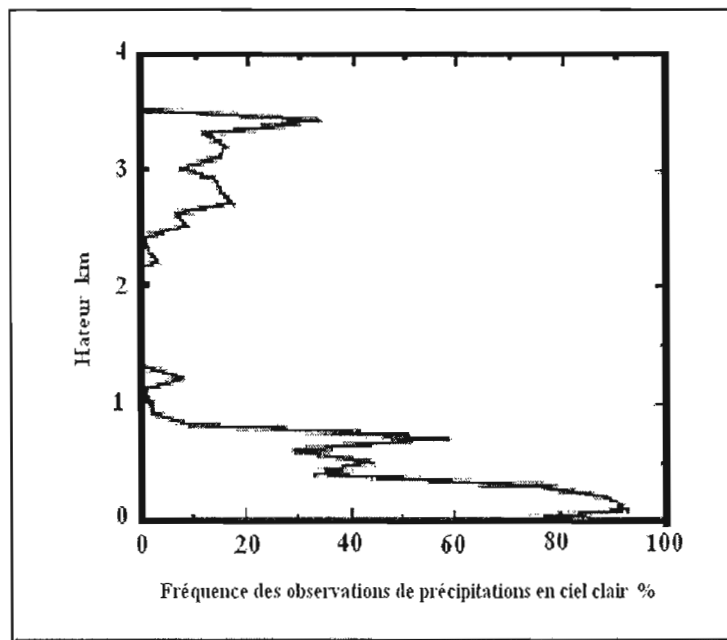


Figure 1.1 : Fréquence d'observations de précipitations en ciel clair, selon la hauteur, déterminée lors des cinq vols durant la campagne de mesure AGASP, entre avril 1983 et 1986. Tiré de Curry (1990).

1.3.3 Les brouillards de glace et la PCC

Les observations d'Alert durant la période 1990-1994 ont montré une fréquence de 64 % de précipitations en ciel clair (PCC) et de brouillards de glace. Toutefois selon Curry (1990), il est possible que les fréquences d'observations de ces phénomènes soient sous-estimées à cause de la difficulté d'observer ces phénomènes dans la noirceur. De plus, dû à l'inversion de température, les satellites ont de la difficulté à repérer ces phénomènes, étant donné le fait que la température de la surface s'avère souvent semblable à celle des cristaux de glace.

Les nuages sont les plus importants modulateurs du rayonnement en Arctique. Leur impact sur les flux de rayonnement dépend de la dimension et de la forme des particules de nuage, de la quantité et de la phase de l'eau condensée et gelée, et de la leur distribution verticale et horizontale (Curry et al., 2000). Malgré ça, les nuages arctiques en phase mixte sont encore mal étudiés et ainsi sont mal représentés dans les modèles à toutes les échelles qui ont habituellement divisé la phase de nuage en fonction de la température.

Comme on a déjà mentionné dans la section 1.1.2 le refroidissement radiatif en Arctique, au cours de l'hiver, est à l'origine de la formation des cristaux de glace dans l'atmosphère. Ces cristaux permettent la formation de brouillards de glace et de PCC. Afin de différencier ces deux phénomènes, certaines de caractéristiques ont été établies en fonction de la taille, de la concentration et de l'épaisseur optique (voir tableau 1.5).

	PCC	Brouillards de glace
Diamètre (μm)	30 à 1000	< 30
Concentration (l^{-1})	1 à 4000	> 1000
Épaisseur optique	0 à 20	> 15

Tableau 1.5 : Caractéristiques des cristaux de glace de la PCC et des brouillards de glace⁴.

⁴ Adapté de Girard et Blanchet. (2001a)

Certaines propriétés macro et microphysiques des nuages arctiques en phase mixte ont été obtenues par les analyses des observations prises dans la mer de Beaufort de 1997 à 1998 dans le programme SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic). Selon Shupe et al. (2005), la plupart des nuages en phase mixte observés avaient l'épaisseur de 0,5 à 3 kilomètres, la base de nuage de 0 à 2 kilomètres, et la une température de -25 à -5 °C. Le diamètre de moyen de particules de glace, la contenue moyen annuel de glace, et le parcours moyen annuel de glace étaient 93 μm , 0,027 g m^{-3} , et 42 g m^2 , respectivement. Le parcours moyen annuel d'eau dans les nuages en phase mixte était 61 g m^2 , qui est plus grand que le parcours moyen annuel d'eau observé dans nuages liquides.

Brouillards de glace

Les cristaux des brouillards de glace se rencontrent habituellement lorsque la température est inférieure à - 30 °C (Thuman et Robinson, 1954), quand les gouttelettes d'eau surfondues subissent un gel homogène. En analysant les observations d'Alert, Girard (1998) montre : i) que la fréquence des brouillards de glace augmente de 44 % lorsque le taux de refroidissement de l'air est supérieur à 0,3 °C/jours et ii) que pour les situations où la température baisse sous les -35 °C, il y a une augmentation de 30 % de la fréquence hebdomadaire. Ceci peut être expliqué par le fait qu'à de basses températures, la quantité de noyaux de glaciation augmente. De plus, puisque les aérosols naturels ont une température de gel homogène plus élevée, une situation contenant peu d'aérosols acides favorise la formation de brouillards de glace.

Quant à l'impact du taux de refroidissement, on constate (voir l'équation 1.1) que pour un taux de refroidissement élevé (terme P), la sursaturation augmente très rapidement et, du même coup, la quantité de vapeur disponible pour la condensation augmente aussi. S'il n'y a pas suffisamment de cristaux dans l'atmosphère pour retirer le surplus de vapeur, la sursaturation par rapport à la glace augmente à un niveau suffisant pour activer de nouveaux noyaux de glaciation.

Précipitations en ciel clair

La précipitation en ciel clair (PCC) est caractérisée par une faible concentration de cristaux de glace de grandes tailles, ayant une vitesse de sédimentation de l'ordre de 5 cm/sec. Cette valeur est suffisamment grande pour qualifier ce phénomène comme étant une précipitation.

Afin d'expliquer l'existence de la précipitation en ciel clair, Curry et al. (1990) ont proposé cinq mécanismes de formation de cristaux de glace : (i) l'advection suivie de la déshydratation d'une masse d'air doux et humide, (ii) la condensation liée aux ouvertures dans la glace, (iii) les mouvements orographiques ascendants, (iv) la sublimation de la glace pendant le jour, qui précipite ensuite pendant la nuit et (v) la croissance des cristaux de glace provenant des cirrus de hautes altitudes. Parmi ces cinq mécanismes, le premier est généralement le plus important pour l'Arctique au cours de l'hiver.

Les épisodes de PCC se produisent à des sursaturations élevées, atteignant 25 % par rapport à la glace. De plus, les profils de température avec une inversion caractéristique en surface sont des conditions favorisant la formation de PCC. La PCC est favorisée par un accroissement lent de la sursaturation résultant d'un faible taux de refroidissement. Dans ces conditions, l'environnement a le temps de s'ajuster en ne formant que peu de cristaux à une fréquence plus élevée. Ceux-ci grossissent rapidement étant donné la faible compétition pour la déposition de la vapeur d'eau. Girard (1998) a noté une diminution de 27 % dans la fréquence de PCC, en faveur des brouillards de glace, lorsque le taux de refroidissement dépasse 0,3 °C/jour. De plus, selon Girard (1998), lorsque la température est inférieure à -35 °C, une hausse de concentration de particules de sol résulte en une baisse de la fréquence de PCC. Cela découle du fait que cette hausse permet la formation d'une grande quantité de noyaux de glaciation, d'où la formation de brouillards de glace. Girard (1998) a montré que l'acidification des aérosols dans les régions arctiques favorisait grandement la PCC.

1.4 Rétroaction déshydratation - effet de serre

Dans cette section, nous expliquerons l'hypothèse émise par Blanchet et Girard (1994; 1995) concernant l'effet de déshydratation de l'atmosphère dans la basse troposphère et la rétroaction établie entre le forçage radiatif des gaz à l'effet de serre la déshydratation causée par les aérosols acides.

Comme nous l'avons mentionné à la section 1.1.2, lors du refroidissement de l'air, l'atmosphère se déshydrate par condensation et par précipitation menant ainsi à la formation de PCC et de brouillards de glace. Le taux de refroidissement d'une masse d'air dépend de son contenu en vapeur d'eau. Selon Blanchet et Girard (1995) s'il y a de faibles concentrations de vapeurs d'eau alors, le refroidissement s'effectue principalement à la surface. En revanche, lorsque l'air est chargé d'humidité, la formation d'un mince nuage permet d'inhiber le refroidissement à la surface.

1.4.1 Hypothèse de travail sur l'effet de l'acidification des aérosols

Le gel homogène des gouttelettes de nuages formées sur les noyaux solubles de condensation ne joue pas un rôle important dans les processus de formation des cristaux de glace aux températures au-dessus de -38°C (Koop et al., 1999). Selon Bertram et al. (1996) la température de gel homogène des aérosols d'acide sulfurique est fortement influencée par le degré de concentration de la solution de $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}$. Dans les expériences en laboratoire, ils ont trouvé qu'une telle solution doit être concentrée à 35% au maximum afin qu'elle puisse geler. À mesure que le degré de concentration baisse, la température de gel augmente de -88°C jusqu'à -38°C , soit la température de gel homogène d'une gouttelette d'eau pure.

D'autre part, la distribution des gouttelettes d'eau surfondues et des cristaux de glace dans les nuages troposphériques peut être influencée par la nucléation hétérogène de glace due aux particules insolubles ou aux aérosols en mélangés internes à toutes les températures au-dessous de 0°C (Diehl et Wurzler, 2004). Puisque la nucléation hétérogène est efficace aux températures plus hautes et probablement aux humidités relatives inférieures que pour le

gel homogène, même les populations relativement modestes des noyaux de glace peuvent avoir des impacts substantiels sur les conditions dans lesquelles les nuages de glace se forment (Archuleta et al., 2005).

L'analyse des mesures prises par Borys (1989) en Arctique durant le mois d'avril 1986 montre une importante réduction de la concentration de noyaux glaçogènes lors des événements de pollution de l'atmosphère par rapport aux périodes de non-pollution. Bigg (1996) a observé aussi, que la concentration des noyaux glaçogènes en Arctique est plus petite par rapport à la concentration mesurée aux latitudes moyennes. À part des aérosols acides anthropiques, autres aérosols naturels ont été trouvés en Arctique, parmi lesquels les particules de sol et des composés organiques (Sirois et Barrie, 1999) qui sont de bons noyaux glaçogènes. Ceux-ci pourraient être désactivés par condensation et coagulation avec l'acide sulfurique durant leur transport vers Arctique (Borys, 1989).

Blanchet et Girard (1994; 1995) ont émis l'hypothèse selon laquelle les aérosols acides provenant de l'oxydation du SO_2 anthropique durant le transport de la masse d'air de latitudes moyennes vers les régions arctiques peuvent augmenter l'efficacité de la précipitation. Ainsi, les aérosols acides réduisent la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère, permettant de diminuer l'effet de serre lié à cette dernière. Cette déshydratation s'effectue grâce aux sulfates qui coagulent avec les noyaux de glaciation naturels lors de leur transport, depuis les latitudes moyennes, jusqu'en Arctique. Ils forment une couche de solution d'acide sulfurique et d'eau sur les noyaux glaçogènes insolubles ou un mélange interne avec les noyaux glaçogènes solubles en les désactivant. Quant aux noyaux glaçogènes restés disponibles, l'activation devient possible dès que l'air est sursaturé par rapport à la glace. Puisqu'il y a moins des noyaux glaçogènes activés, la compétition entre les cristaux pour la déposition de l'excès de vapeur d'eau est moins grande, ce qui permet à ceux-ci de devenir plus gros. Cela implique une augmentation de la vitesse terminale de chute et en conséquence, ces cristaux précipitent plus rapidement et ayant plus de chances d'atteindre le sol. Il y a alors, grâce aux gros cristaux de glace, une augmentation du flux d'eau de l'atmosphère vers la surface. Par conséquent, la déshydratation de l'atmosphère aura lieu dans la basse troposphère. On sait que la vapeur d'eau est le gaz à effet de serre le plus

efficace dans l'atmosphère. Celle-ci a une grande opacité au rayonnement infrarouge, ayant le même effet qu'un isolant thermique. Elle absorbe rayonnement infrarouge émis par le sol vers le haut et le réémet par la suite vers le bas maintenant une température en surface plus élevée. Ainsi, l'effet radiatif net serait une diminution du rayonnement infrarouge vers le bas et le renforcement de l'inversion de température de la basse troposphère. À son tour, le refroidissement de surface en se répandant dans la couche planétaire peut augmenter le taux de déshydratation, établissant une rétroaction entre le forçage radiatif des gaz à effet de serre et la déshydratation. Cet effet indirect des aérosols porte le nom : « la rétroaction déshydratation – effet de serre » (RDES).

Girard et Blanchet (2001b) ont montré que les cristaux de glace contribuent à augmenter le flux radiatif infrarouge vers la surface lors des épisodes de PCC. Cette augmentation peut aller jusqu'à 60 Wm^{-2} . Ainsi, ils ralentissent le refroidissement de la surface. Les effets radiatifs des brouillards de glace sont encore plus importants sur le refroidissement de la surface. Ces derniers contribuent à augmenter le flux radiatif moyen d'environ $7,4 \text{ Wm}^{-2}$ dans l'infrarouge vers la surface. Puisque les brouillards de glace ont une durée de vie plus longue que les PCC, leurs effets totaux sur la température de la surface sont beaucoup plus importants. Toujours selon Girard et Blanchet (2001), les brouillards de glace peuvent diminuer le refroidissement de la surface d'environ $0,3 \text{ K}$ par jour.

Afin d'évaluer l'impact des aérosols acides anthropiques sur la formation de cristaux de glace et sur le rayonnement infrarouge en Arctique pendant l'hiver, Girard et al. (2005) ont utilisé un modèle colonne et 4 ans d'observations à Alert. Ils ont examiné la diminution de la température du gel homogène pour les gouttelettes de la brume arctique et la concentration faible de noyaux glaçogènes lors des épisodes de pollution.

Trois scénarios des aérosols ont été simulés : i) A - tous les sulfates sont présumés d'être sulfate d'ammonium, ii) B - la composition des aérosols est dominée par l'acide sulfurique (en accord avec les observations d'Alert) iii) C - on suppose que tous les aérosols sont couverts d'une couche d'acide sulfurique pure. Dans le scénario B, on a obtenu une très bonne représentation de la fréquence de PCC : 23 événements simulés par rapport aux 26

événements observés. Les autres deux scénarios sous-estiment (scénario A- 19.7 événements) ou surestiment (scénario C- 39.3 événements) la fréquence de PCC. Entre le scénario B et A on a trouvé des anomalies moyennes mensuelle jusqu'à -1.9% pour la température en surface, -15.2% pour le rayonnement infrarouge vers le bas et -30.6% pour l'humidité spécifique. Ils ont conclu que si les résultats obtenus sont applicables en tout Arctique central alors, l'impact des aérosols acides sur les nuages et sur la température en surface peut expliquer, au moins en part, la tendance de refroidissement observée en Arctique orientale dans les dernières années (Comiso, 2003) durant l'hiver.

Notre objectif est d'évaluer l'impact de RDES sur le climat arctique en utilisant un modèle régional du climat à 3D qui nous permettra d'estimer d'une façon plus raffinée les rétroactions complexes entre aérosols, nuages, rayonnement, la glace de mer et la dynamique du transport.

CHAPITRE II

UTILISATION DU SIMULATEUR NARCM DANS L'ÉTUDE DE SENSIBILITÉ

L'objectif principal de cette recherche est d'évaluer l'effet déshydratation-effet de serre pour un mois de février en utilisant un modèle numérique du climat à trois dimensions. Pour y parvenir, nous avons utilisé le simulateur numérique NARCM. Ce simulateur contient un schéma de nuages stratiformes à 2 moments avec représentation des phases liquide et solide permettant de simuler les interactions entre les aérosols et les nuages, la formation de cristaux de glace et la précipitation. Dans ce chapitre, nous présentons les principales caractéristiques de NARCM : la dynamique du modèle, la physique du modèle, en mettant d'emphase sur le module d'aérosols et le schéma de nuages. Les changements que nous avons apportés au schéma de nuages afin de considérer l'impact du sulfate sur la concentration de noyaux glaçogènes sont exposés à la section 2.1.3. La description de la configuration expérimentale et de la méthodologie d'analyse de résultats complète le chapitre.

2.1 Simulateur NARCM

NARCM est un simulateur numérique du climat à domaine limité créé afin d'étudier les effets des aérosols sur le climat aux moyennes et hautes latitudes dans l'hémisphère Nord (Spacek *et al.*, 2000, publication interne UQÀM). Il a la capacité de traiter les aérosols comme des variables pronostiques offrant ainsi la possibilité d'étudier les interactions aérosol-nuage et leurs effets sur le climat. Cette habilité a été obtenue par le couplage du Modèle régional du climat canadien (MRCC) avec le Module canadien d'aérosols (MCA) (Gong *et al.*, 2003).

NARCM est un simulateur non hydrostatique utilisant un schéma numérique semi-implicite et semi-lagrangien qui lui confère une grande stabilité et une grande efficacité concernant le temps de calcul.

2.1.1 Partie météorologique

NARCM utilise le même noyau dynamique que le Modèle régional canadien du climat (MRCC) développé par Caya et al. (1995). Il est basé sur les équations d'Euler à trois dimensions qui décrivent l'écoulement d'un fluide sur une sphère en rotation ainsi que les termes de forçage agissant sur le fluide et qui sont associés à la physique. L'absence d'approximation hydrostatique fait que la dynamique du modèle est adaptable à une grande gamme d'échelles spatiales. Afin d'assurer la stabilité numérique du modèle, on a utilisé le schéma numérique semi-lagrangien et semi-implicite (SLSI) dans la résolution des équations d'Euler (élastiques) ainsi que le traitement du transport des traceurs (aérosols).

L'intégration numérique demande l'évaluation des équations sous une forme discrétisée spatio-temporelle donc pour chacun point de la grille à chaque pas du temps. Pour la discrétisation horizontale, le simulateur utilise une grille décalée de type Arakawa-C (Arakawa et Lamb, 1977) en projection stéréographique polaire. La discrétisation verticale est réalisée à une résolution variable conditionnée à la coordonnée verticale de Gal-Chen (Gal-Chen et Somerville, 1975) dont le plus bas niveau suit le relief. Le premier et le dernier niveau vertical sont utilisés pour appliquer les conditions aux frontières inférieures ($W = 0$ à $Z = 0$) et supérieures ($W=0$ à $Z=H$) respectivement.

NARCM utilise la même méthode de pilotage que le MRCC, c'est-à-dire un pilotage unidirectionnel. Cela signifie que le modèle pilote conditionne les frontières du modèle régional, mais le modèle régional n'influence aucunement le modèle pilote. Les conditions aux frontières latérales, ainsi que les conditions initiales de l'intégration sont fournies par interpolation, sur la grille MRCC, de données archivées d'une simulation du Modèle Canadien de Circulation Générale de deuxième génération (GCMII). Le MRCC peut être piloté également à partir des analyses d'observations ou par lui-même (pilotage successif du

modèle). Les variables pilotées à tous les niveaux de la grille décalée du MRCC sont la pression atmosphérique, la température de l'air, les composantes du vent et la quantité des vapeurs d'eau.

Le pilotage unidirectionnel a été développé par Robert et Yakimiw (1990) à partir de la variante originale créée par Davies en 1976. Le pilotage se fait sur une zone éponge de neuf points de grille par un forçage graduel des variables pilotées en utilisant une fonction d'atténuation sinusoïdale qui passe d'une valeur de 1 à la frontière de la grille du MRCC à valeur 0 à la bordure intérieure de la zone d'éponge. Ainsi, les variables du MRCC prennent les valeurs des variables du modèle pilote à la frontière de la grille tandis qu'à l'extrémité de zone d'éponge les valeurs des variables sont entièrement calculées par MRCC.

Les paramétrages des processus physiques suivants : i) le rayonnement solaire et terrestre, ii) la diffusion turbulente verticale de la quantité de mouvement, de la chaleur, la vapeur d'eau, des aérosols, iii) traînée due aux ondes de relief et iv) les nuages convectifs sont tirés du GCMII (McFarlan et al., 1992; Zhang et al., 1995) et adaptés à la résolution et à la projection du MRCC. Les paramétrage des processus physiques reliés aux nuages stratiformes proviennent d'un schéma microphysique à un moment dans lequel les phases liquide et solide sont représentées (Lohmann et Roeckner, 1996). Étant donné son importance dans cette recherche, une description détaillée du schéma de nuage stratiform est faite à la section suivante. Les paramétrages des processus en surface terrestre sont représentées par le schéma Canadien Land Surface Scheme (CLASS) (Verseghy et al., 1991; 1993).

2.1.1.1 Paramétrage des nuages

Dans le NARCM, les nuages stratiformes sont représentés par le schéma de microphysique à un moment avec la représentation de phases liquide et solide (Lohmann et Roeckner, 1996). Dans ce schéma microphysique, le paramétrage des nuages en phase liquide est basé principalement sur la représentation de Beheng (1994) tandis que la phase de glace est représentée par un paramétrage développé par Levkov et al. (1992) pour les modèles à

mésoéchelles. Dans ce schéma, les rapports de mélange de la vapeur d'eau (q_v), de l'eau liquide (q_l) et de la glace (q_i) sont traités pronostiques comme trois variables différentes :

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = R(q_v) - b(Q_{cnd}^c + Q_{dep}^c) + (1-b)(Q_{evp}^o + Q_{sub}^o - Q_{cnd}^o - Q_{dep}^o) \quad (2.1.1)$$

$$\frac{\partial q_l}{\partial t} = R(q_l) + b(Q_{cnd}^c - Q_{aut}^c - Q_{raci}^c - Q_{saci}^c - Q_{frc}^c - Q_{frh}^c - Q_{frs}^c + Q_{mli}^c) + (1-b)Q_{cnd}^o \quad (2.1.2)$$

$$\frac{\partial q_i}{\partial t} = R(q_i) + b(Q_{dep}^c - Q_{agg}^c - Q_{saci}^c + Q_{frc}^c + Q_{frh}^c + Q_{frs}^c - Q_{mli}^c) + (1-b)Q_{dep}^o \quad (2.1.3)$$

Le terme $R(q)$ représente la somme de tous les termes du transport pour les trois variables incluant l'advection des vapeurs d'eau, la turbulence et la convection. Le facteur b représente la fraction de couverture nuageuse. Les exposants (c) et (o) font référence à la zone nuageuse respective claire de la maille de la grille.

Les processus microphysiques de nuages paramétrés sont : i) la condensation de vapeur d'eau et l'évaporation de l'eau de nuage dans la partie nuageuse (Q_{cnd}^c), ii) le dépôt de vapeur d'eau et la sublimation de glace de nuage dans la partie nuageuse (Q_{dep}^c), iii-iv) l'évaporation de l'eau de nuage (Q_{cnd}^o) et sublimation de la glace de nuage (Q_{dep}^o) transportée dans la zone claire de la maille de la grille, v) l'évaporation de la pluie (Q_{evp}^o), vi) la sublimation de la neige (Q_{sub}^o), vii) l'autoconversion des gouttelettes de nuage (Q_{aut}^c), viii) l'accrétion des gouttelettes de nuage par la pluie (Q_{raci}^c), ix) ou par la neige (Q_{saci}^c), x) l'accrétion des cristaux de glace par la neige (Q_{saci}^c), xi) la congélation homogène (Q_{frc}^c), xii) la congélation par immersion (Q_{frs}^c), xiii) et la congélation par contact des gouttelettes surfondues de nuage (Q_{frh}^c), respectivement, xiv) l'agrégation des cristaux de glace (Q_{agg}^c), et xv) la fusion de la glace de nuage (Q_{mli}^c).

Dans le modèle, la couverture nuageuse est traitée comme variable diagnostique. La liaison avec l'humidité relative est fait par une fonction empirique (Sundqvist et al. 1989) :

$$b = 1 - \sqrt{1 - b_0} \quad (2.1.4)$$

$$b_0 = \frac{r - r_0}{1 - r_0} \quad (2.1.5)$$

où r est l'humidité relative du point de grille et r_0 est le seuil dont la valeur est donnée en fonction de l'hauteur (Xu et Krueger, 1991).

Dans le modèle, l'accroissement des cristaux de glace se fait par le dépôt de vapeur lors la température est plus petite que -35°C . Néanmoins, lorsque la température est plus grande que -35°C , le dépôt a lieu seulement si les cristaux sont déjà existants. Si, ceux-ci sont absents, la vapeur d'eau se condense sur les gouttelettes. La concentration des gouttelettes (N_l) est déterminée empiriquement selon la concentration des aérosols de type sulfate (mSO_4^{2-}) (Boucher et Lohmann, 1995), en faisant la distinction entre les nuages maritimes (N_l^{mar}) et les nuages continentaux (N_l^{cont}) :

$$N_l^{mar} = 10^6 \cdot 10^{2.06 + 0.48 \cdot \log(mSO_4^{2-})} \quad (2.1.6)$$

$$N_l^{cont} = 10^6 \cdot 10^{2.24 + 0.257 \cdot \log(mSO_4^{2-})} \quad (2.1.7)$$

Dans notre cas, la concentration totale des sulfates est calculée par le simulateur NARCM.

2.1.1.2 Traitement radiatif des nuages

En accord avec l'objectif d'étude, les simulations sont effectuées sur un domaine aux hautes latitudes durant la saison d'hiver. Étant donné les caractéristiques climatiques de la région arctique lors de la période hivernale nous considérons important de présenter le paramétrage des interactions des nuages avec le rayonnement infrarouge.

L'émissivité ε d'une couche nuageuse est évaluée en fonction du rayon équivalent R_e par le paramétrage de Platt et Harshvardhan (1988) :

$$\varepsilon = 1 - \exp\left(\frac{-9 \cdot LWP}{8R_e}\right) \quad (2.1.8)$$

où le rayon équivalent de la gouttelette (R_e) est donnée par l'équation 2.1.11 (Pruppacher et Klett, 1997) et LWP représente le contenu en eau liquide intégré en verticale.

$$R_e = \sqrt[3]{\frac{3q_{cl}\rho}{4\pi\rho_l N_l}} \quad (2.1.11)$$

où q_{cl} est le rapport de mélange d'eau liquide dans la partie nuageuse de la maille de grille, ρ_l est la densité de l'eau, ρ est la densité de l'air et N_l est la concentration des gouttelettes de nuage.

2.1.2 Partie chimique du modèle

Tous les processus physiques et chimiques concernant la composition et la distribution des aérosols atmosphériques sont résolus avec le Module Canadien d'Aérosols (MCA) (Gong *et al.*, 1997a,b; 2003). La distribution des aérosols est discrétisée par leur rayon en 12 intervalles (i). Chacun des intervalles contient plusieurs espèces (p) d'aérosols. Selon Gong *et al.* (1997a,b; 2003), la conservation de masse des aérosols s'exprime par l'équation :

$$\frac{\partial \chi_{ip}}{\partial t} = \left. \frac{\partial \chi_{ip}}{\partial t} \right|_{transport} + \left. \frac{\partial \chi_{ip}}{\partial t} \right|_{sources} + \left. \frac{\partial \chi_{ip}}{\partial t} \right|_{air\ clair} + \left. \frac{\partial \chi_{ip}}{\partial t} \right|_{dépôt\ sec} + \left. \frac{\partial \chi_{ip}}{\partial t} \right|_{dans\ nuage} + \left. \frac{\partial \chi_{ip}}{\partial t} \right|_{sous\ nuage} \quad (2.1.12)$$

où χ (kg/kg_{air}) représente le rapport de mélange d'un aérosol d'espèce p dans un intervalle i . Les termes du côté droit de l'équation (2.1.16) représentent les contributions des tendances : i) du transport, ii) des sources, iii) des processus en air clair, iv-v) des processus dans les nuages et sous les nuages et vi) du dépôt sec. Le transport dans les grandes et les petites échelles est déterminé par la partie météorologique du modèle. Il représente l'advection en trois dimensions, la diffusion turbulente dans la verticale et la convection (Gong *et al.*, 2003). Les autres processus modélisés dans le MCA sont décrits brièvement dans les paragraphes suivants.

2.1.3 Concentration des noyaux de glaciation selon la proportion d'acide sulfurique

Afin d'atteindre l'objectif principal de cette recherche, des modifications au schéma de nuage on a dû être apportées pour inclure la réduction de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la concentration de sulfate en accord avec les observations de Borys (1989). Pour avoir une représentation plus réaliste de la réduction de la concentration des noyaux de glaciation, Girard et al. (2005) ont proposé que le facteur de réduction soit une fonction de la concentration du sulfate :

$$F_r = 10^{-B[mSO_4]} \quad (2.1.13)$$

où F_r est le facteur de réduction, $[mSO_4]$ est la concentration de sulfates et B est une constante. L'élaboration du facteur de réduction F_r est basée sur trois hypothèses formulées par Girard et al. (2005) : i) l'écart de la concentration d'acide sulfurique observé à Alert est similaire à la masse d'air échantillonné par Borys, ii) l'acide sulfurique est responsable pour la réduction de la concentration des noyaux de glaciation, iii) la concentration des noyaux de glaciation décroît de façon exponentielle par rapport à la concentration d'acide sulfurique.

Dans les études de sensibilité, il est raisonnable de faire ces suppositions étant données que les observations disponibles sont limitées.

Dans le schéma de nuages stratiformes (Lohmann et al., 1996) utilisé dans NARCM la congélation des gouttelettes de nuages se réalise par un de trois processus suivants :

i) par gel homogène des gouttelettes d'eau surfondue si la température est inférieure à -35°C (Lord et al., 1984; Eppel et al., 1994) :

$$Q_{frh} = \frac{q_{cl}}{\Delta t} \quad (2.1.14)$$

où Q_{frh} est le taux production de cristaux de glace par gel homogène, q_{cl} est le rapport de mélange d'eau liquide dans la partie nuageuse de la maille de grille et Δt est le pas de temps utilisé dans le simulateur. De plus :

$$q_{cl} = \frac{q_l}{b} \quad (2.1.15)$$

où q_l est le rapport de mélange d'eau dans la maille de la grille et b est la couverture nuageuse défini par l'équation (2.1.4);

ii) par congélation hétérogène des gouttelettes de nuage entre 0°C et -35°C en utilisant le paramétrage de Bigg (1996) :

$$Q_{frs} = a_2 \{ \exp[b_2(T_0 - T)] - 1 \} \frac{\rho q_{cl}^2}{\rho_l N_l} \quad (2.1.16)$$

où Q_{frs} est le taux production hétérogène de la glace, $a_2 = 100 \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}$, $b_2 = 0.66 \text{K}^{-1}$, $T_0 = 273.16 \text{K}$, $\rho_l = 1000 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, ρ est la densité de l'air dans la maille de la grille, T

est la température moyenne dans la maille de la grille et N_l est la concentration des gouttelettes de nuage (m^{-3}).

iii) par la nucléation de la glace par contact résultant de la collision aléatoire des particules d'aérosol avec les gouttelettes de nuage surfondues (Levkov et al., 1992; Cotton et al., 1986)

$$Q_{frc} = 4\pi r_{lv} m_{i0} N_{a0} DF_{ar} \frac{(270.15 - T) N_l}{\rho} \quad (2.1.17)$$

où $m_{i0} = 10^{-12} kg$ est la masse initiale du cristal de glace nucléé, $N_{a0} = 2 \cdot 10^5 m^{-3}$, $DF_{ar} = 1.4 \cdot 10^{-8} m^2 s^{-1}$ est le coefficient de diffusion d'aérosol (Pruppacher et Klett, 1997), r_{lv} est le rayon du volume moyen de la gouttelette de nuage.

Dans cette étude, nous avons redéfini le facteur de réduction F_r pour trois intervalles de concentration de sulfate (voir le tableau 2.1).

En accord avec les hypothèses de Girard et al. (2005), nous avons appliqué la réduction de la concentration des noyaux de glaciation en réduisant le taux de la production hétérogène de la glace lors de la contamination avec les aérosols acides anthropiques ($Q_{frs} + Q_{frcs})_{ptb}$ par rapport au taux de la production hétérogène de la glace en présence des aérosols naturels ($Q_{frs} + Q_{frcs})_{ref}$:

$$(Q_{frs} + Q_{frc})_{ptb} = F_r \cdot (Q_{frs} + Q_{frc})_{ref} \quad (2.1.18)$$

Le schéma des nuages stratiformes (voir la figure 2.1) montre que la réduction du taux de production de la glace à cause du changement des paramétrages du gel hétérogène provoque des rétroactions concernant le taux de précipitations et le contenu en eau liquide et solide. Alors en accord avec le paramétrage de Platt et Harshvardhan (eq. 2.1.8) les propriétés radiatives des nuages seront modifiées.

Intervalle de la concentration de sulfate ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	Constante B ($\text{m}^3/\mu\text{g}$)	Facteur de réduction F_r
< 0.1	0	$F_r = 1$
$0.1 - 10$	$3 \cdot 10^{-1}$	$F_r = 10^{-3 \cdot 10^{-1} \cdot [mSO_4]}$
> 10	$3/[mSO_4]$	$F_r = 10^{-3}$

Tableau 2.1 : Les intervalles de la concentration de sulfates, la constante B et le facteur de réduction F_r

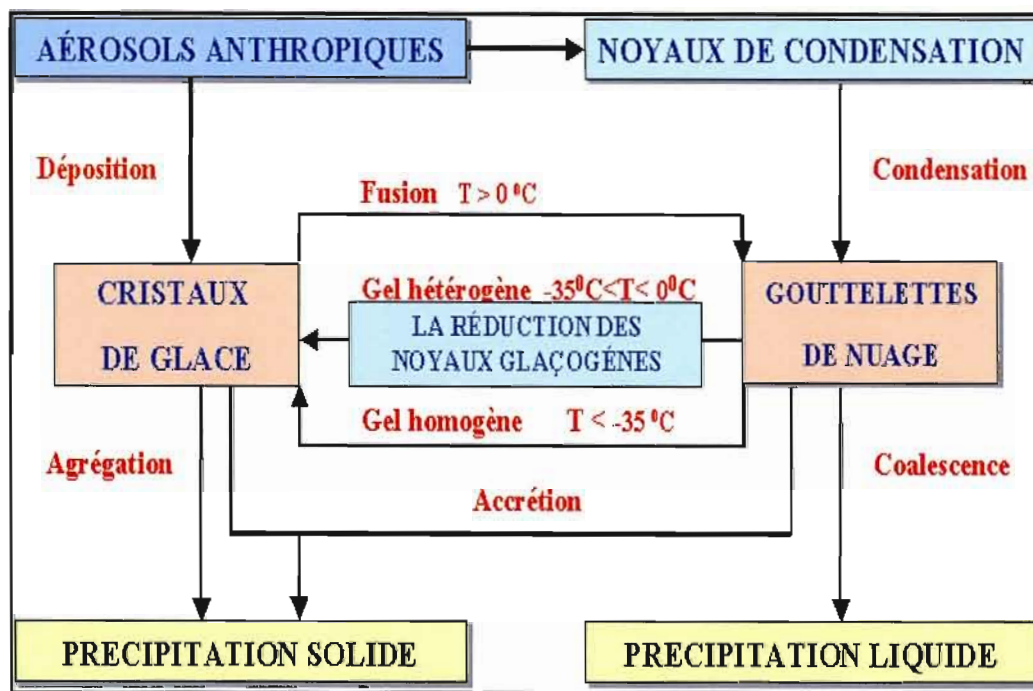


Figure 2.1 : Schéma des nuages stratiformes. Le changement fait dans les paramétrages du gel hétérogène provoque des rétroactions concernant le taux de précipitations et le contenu en eau liquide et solide.

2.2 Technique de l'ensemble de simulations

Selon Mitchell et al. (2000), la réaction aux variations anthropiques du forçage climatique s'inscrit dans le contexte d'une variabilité naturelle propre au système climatique et d'une variabilité du climat due à des forçages externes. La variabilité interne, se produit à toutes les échelles de temps. Le climat peut produire, sur des échelles de temps très longues, des variations d'une amplitude remarquable, sans aucune influence extérieure. Les variations du climat dues à des forçages externes (les signaux) peuvent résulter d'une évolution de certains facteurs de forçage naturels (rayonnement solaire, aérosols volcaniques, etc.) ou anthropiques (accroissement de la concentration de gaz à effet de serre ou d'aérosols, etc.). En raison de la variabilité naturelle du climat, la détection et l'attribution des changements climatiques anthropiques deviennent un problème statistique de différenciation des signaux et du bruit. La technique d'ensemble de simulations indépendantes permet d'estimer l'amplitude de la variabilité interne du système. En retour, cela permet de déduire la variation d'une variable causée par un forçage externe seulement.

2.2.1 Ensemble de simulations et analyse statistique

Un ensemble se compose d'un certain nombre de simulations réalisées avec le même scénario de forçage, et des petites perturbations aux conditions initiales ayant comme conséquence des états climatiques différents pour chaque membre de l'ensemble. Celui-ci est nécessaire pour optimiser le rapport entre le signal et le bruit, étant donné que la dernière est diminuée par l'augmentation du nombre de simulations indépendantes (IPCC, 2001 ; Storch & Zwiers, 1999).

Afin d'étudier la sensibilité du climat arctique au RDES, nous avons réalisé deux séries de simulations correspondant à deux scénarios différents d'aérosols : i) naturel et ii) acide. Dans le scénario naturel, on considère que les sulfates n'ont aucun effet inhibiteur sur la concentration de noyaux glaçogènes (facteur de réduction $F_r = 1$). Les sorties provenant de scénario naturel sont nommées « les sorties de références » et identifiées par « SIM_REF ». Dans le scénario acide, on suppose que l'acidification d'aérosols résultant de la concentration

accrue des sulfates diminue la concentration des noyaux glaçogènes et par conséquent le taux de nucléation des cristaux de glace (facteur de réduction $F_r < 1$). Les sorties provenant de scénario acide sont nommées « les sorties perturbées » et identifiées par « SIM_PTB ».

La différence observée entre le climat simulé dans le scénario acide et le climat simulé dans le scénario naturel est la somme du « signal » produit par le nouveau forçage et du « bruit » produit par la variabilité interne du système simulé. Afin d'extraire le bruit du signal, nous avons utilisé la technique d'ensemble de simulations. Cette méthode consiste à faire la moyenne de plusieurs simulations réalisées avec le même scénario de forçage, mais avec des petites perturbations aux conditions initiales. Pour chaque scénario, nous avons créé un ensemble composé de 12 simulations. Afin d'assurer des conditions initiales différentes, on a décalé le début de chaque intégration de 12 heures (voir le tableau 2.2).

Numéro simulation	Début de la simulation	Fin de la simulation	Temps de relaxation	Période d'analyse
1	01/01/1990 00Z	01/03/1990 00Z	31 jours	Du 01/02/1990 00Z jusqu'au 01/03/1990 00Z
2	01/01/1990 12Z		30 ½ jours	
3	02/01/1990 00Z		30 jours	
4	02/01/1990 12Z		29 ½ jours	
5	03/01/1990 00Z		29 jours	
6	03/01/1990 12Z		28 ½ jours	
7	04/01/1990 00Z		28 jours	
8	04/01/1990 12Z		27 ½ jours	
9	05/01/1990 00Z		27 jours	
10	05/01/1990 12Z		26 ½ jours	
11	06/01/1990 00Z		26 jours	
12	06/01/1990 12Z		25 ½ jours	

Tableau 2.2 Les périodes d'intégrations pour toutes les simulations. Sont mentionnés le début et la fin de chacune de simulation ainsi que le temps de relaxation et la période envisagée pour les analyses.

Les résultats présentés dans ce mémoire représentent la moyenne simple d'une variable pour l'ensemble des simulations calculée en accord avec l'équation suivante :

$$\bar{X}_{i,j} = \frac{\sum_{k=1}^n X_{i,j,k}}{n} \quad (2.2.1)$$

où $\bar{X}_{i,j}$ est la moyenne d'ensemble de la variable X au point de grille (i,j) , $X_{i,j,k}$ est la variable au point de grille (i,j) obtenue pour la simulation k , et n nombre total de simulations ($n=12$ dans notre cas).

Afin de réaliser l'analyse statistique de l'ensemble, certaines suppositions ont été faites en ce qui concerne les sorties du NARCM. La première supposition est que chaque membre de l'ensemble est statistiquement indépendant l'un de l'autre. Dans un système chaotique deux réalisations quelconques ayant des conditions initiales très semblables, mais différentes, divergent significativement après une certaine période de temps. Dans des circonstances idéales, la limite pour la prévisibilité de l'atmosphère est de seulement quelques semaines (Lorenz 1969, 1973). Dans notre étude, cette condition d'indépendance est satisfaite par le fait que le temps de relaxation est plus grand que 25 jours (voir le tableau 2.1). En plus, nous avons délibérément choisi les conditions initiales qui sont semblables entre elles. Cependant, l'indépendance des membres de l'ensemble n'est pas entière en raison du fait qu'elles sont pilotées par le même champ d'analyse aux frontières latérales.

La deuxième supposition est que la distribution des sorties de NARCM est gaussien. Cette supposition est faite pour la simplicité statistique, mais ne peut être justifiée dans tous les cas. Par exemple, les distributions contenant plusieurs états moyens du climat sont exclues par cette supposition bien que ces cas puissent être possibles. Un exemple est représenté par des états d'équilibres multiples du climat dans les modèles numériques couplés océan-atmosphère (Manabe et Stouffer 1988). Néanmoins, la supposition gaussienne est puissante en soi, permettant l'utilisation de plusieurs d'outils statistiques standard. Afin d'obtenir une distribution de l'échantillon plus proche d'une gaussienne, un nombre très grand de

simulations est nécessaire. Cependant, dans l'étude courante, une dimension de l'échantillon de douze a été choisie afin de réduire les coûts informatiques.

De plus, dans cette étude une troisième supposition a été ajoutée. Nous avons supposé que la variance d'échantillon, s calculée à partir de douze simulations s'approche suffisamment de la vraie variance de la population. La variance estimée non-biaisé d'échantillon de la moyenne de n simulations indépendantes dans un point de grille (i,j) a été calculée selon l'équation :

$$s_{i,j}^2 = \frac{\sum_{k=1}^n (X_{i,j,k} - \bar{X}_{i,j})^2}{n-1} \quad (2.2.2)$$

où la moyenne estimée $\bar{X}_{i,j}$ est donnée par l'équation 2.2.1. À partir de ces valeurs, on peut calculer la moyenne spatiale de la variance estimée en utilisant l'équation :

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} s_{i,j}^2}{N_x \times N_y} \quad (2.2.3)$$

Pour estimer la variance de la population échantillonnée par n éléments avec la moyenne a priori inconnue (c.-à-d., la moyenne est estimée à partir de l'échantillon lui-même), nous avons besoin d'un estimateur σ^2 non-biais. Cet estimateur est donné par la k-statistique (k_2), définie comme :

$$\sigma^2 = \frac{n}{n-1} s^2 \quad (2.2.4)$$

Les figures 2.2 et 2.3 montrent les variations de la moyenne spatiale de la variance d'échantillon de la température d'air en surface et le facteur de correction respectivement en fonction de nombre de simulations réalisées dans nos études.

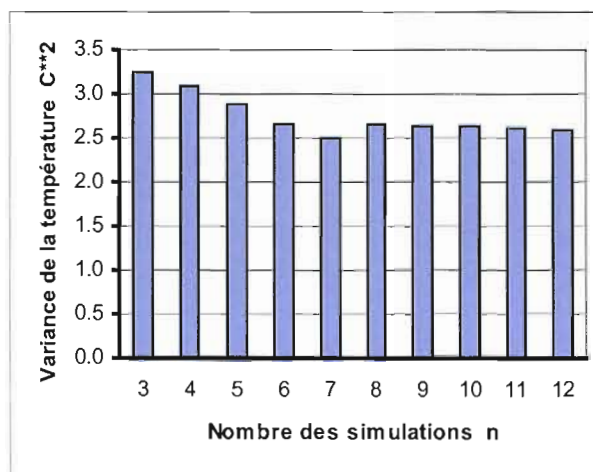


Figure 2.2 : La moyenne spatiale mensuelle de la variance du champ de la température dans les simulations de référence en fonction de nombre des simulations.

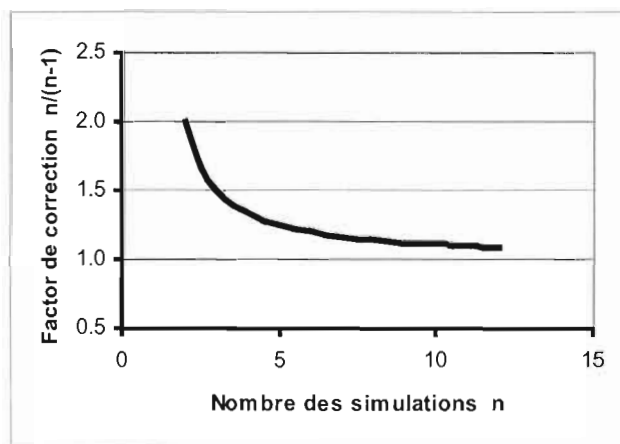


Figure 2.3 : Variation du facteur de correction par rapport à nombre de simulations. Ce rapport converge vers 1 lors le nombre de simulations est de plus en plus grand. Alors, la variance d'échantillon converge vers la vraie variance de la population.

On peut constater que la variance d'échantillon s^2 converge vers l'estimateur σ^2 de la population après huit simulations, étant donné que le facteur de correction converge d'une manière significative vers la valeur 1 après le même nombre de réalisation. Ainsi, on constate que la troisième supposition est bien justifiée, en soutenant la fiabilité des résultats.

2.2.2 Domaine significatif

L'un des problèmes majeurs auxquels il faut répondre dans les études des systèmes stochastiques concerne l'identification du domaine significatif. Le domaine significatif est composé de l'ensemble des points de grille à l'intérieur duquel la différence entre les deux moyennes d'un champ donné est statistiquement significative. Afin de déterminer la zone statistiquement significative, il faut effectuer un test statistique pour la différence entre deux moyennes d'échantillons indépendants. Étant donné la caractéristique gaussienne de la distribution des simulations dans les deux échantillons, de référence et perturbée, et le nombre de simulations réalisées, nous avons utilisé « le test d'Étudiant » (Storch et Zwiers, 1999 ; Wilks, 1995). Pour des détails concernant les tests statistiques, nous suggérons aux lecteurs à consulter *H. von Storch et F.W. Zwiers, 1999*.

Puisque les deux distributions des simulations, dans les scénarios naturel et acide, sont gaussiennes alors la distribution des différences entre les simulations de référence et telles perturbées est aussi gaussienne. Alors le test statistique t_s est donné par l'équation suivante (Wilks, 1995):

$$t_s = \frac{(\bar{X}_{ptb} - \bar{X}_{ref}) - (\mu_{ptb} - \mu_{ref})}{\left(\frac{s_{ptb}^2}{n} + \frac{s_{ref}^2}{n} \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (2.2.5)$$

où μ_{ptb} , μ_{ref} sont les vraies moyennes des populations, \bar{X}_{ptb} , \bar{X}_{ref} sont les moyennes des échantillons et s_{ptb}^2 , s_{ref}^2 représentent les variances des échantillons.

Le test statistique de l'hypothèse (H_0) est un processus formalisé qui emploie l'information de l'échantillon afin de décider à rejeter ou non l'hypothèse nulle H_0 . L'évidence est jugée dans le contexte d'un modèle statistique, de telle manière que le risque de rejeter faussement H_0 soit connu. Une deuxième proposition, l'hypothèse alternative H_a , décrit généralement la gamme des possibilités qui peuvent être vraies lorsque H_0 est faux.

En suite, nous pressentons le formalisme du test t. Premièrement, on établit les hypothèses nulle (H_0) et alternative (H_a) :

1. L'hypothèse nul H_0 : la vraie différence $\mu_{ptb} - \mu_{ref} = 0$
2. L'hypothèse alternative H_a : la vraie différence $\mu_{ptb} - \mu_{ref} \neq 0$

Après, on choisit le niveau de confiance statistique.

3. La confiance : $1 - \alpha = 0.95$

En fin, on redéfinit le test t_s dans le contexte de l'hypothèse nulle et on établit les conditions de rejeter H_0 .

4. Le test statistique en accord avec l'hypothèse nulle :

$$t_s = \frac{(\bar{X}_{ptb} - \bar{X}_{ref})}{\left(\frac{s_{ptb}^2}{n} + \frac{s_{ref}^2}{n} \right)^{\frac{1}{2}}}$$

5. La règle du rejet de H_0 :

- si $t_s > t_c$ ou $t_s < -t_c$ alors H_0 est rejeté.

où t_c est la valeur critique de la distribution Student.

Donc pour toutes les points de grille dont la condition $t_s > t_c$ ou $t_s < -t_c$ est accomplie, la différence entre les deux moyennes est statistiquement significative (voir la figure 2.4). Le domaine significatif est représenté par les points de grille pour lesquels le rapport entre la valeur absolue du test statistique et la valeur critique à une confiance de 95 % est plus grand que 1 (les zones blanches). Le domaine non-significatif est représenté par les points de grille pour lesquels le rapport entre la valeur absolue du test statistique et la valeur critique à une confiance de 95 % est plus petit que 1 (les zones gris foncé).

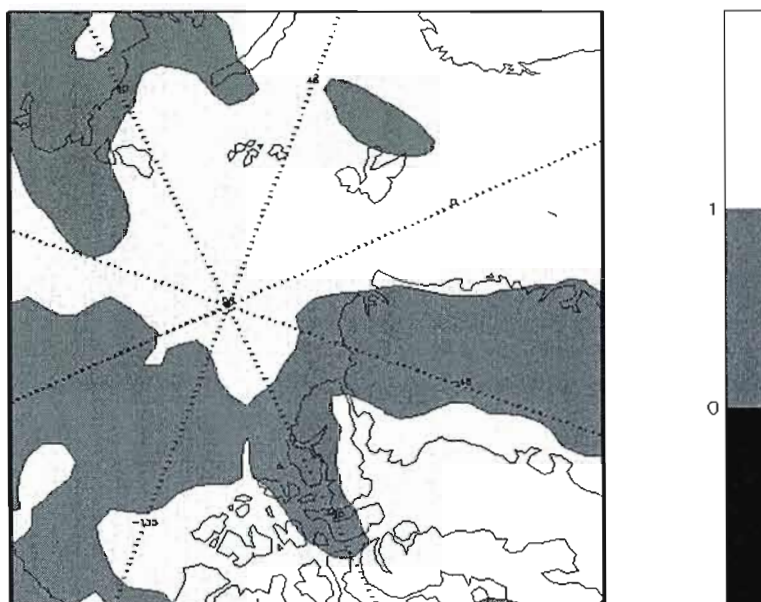


Figure 2.4 : Le domaine significatif pour le champ de la moyenne mensuelle des anomalies de température à 1000 hPa.

2.3 Configuration expérimentale

Le domaine d'intégration utilisé, réunissant 69 X 69 points de grille, est centré au 79° N et 0° E ayant une résolution horizontale de 100 km à 60° N. Le domaine englobe l'Alaska, la région nordique du Canada, le Nord de l'océan Atlantique, l'Europe (sauf la péninsule Ibérique), la Sibérie, le Nord d'Asie et l'océan Arctique. Les choix faits pour l'emplacement du domaine et la résolution utilisée sont le résultat d'un compromis entre les coûts informatiques et les contraintes imposées par le simulateur NARCM. Celui-ci ne simule pas le transfert d'aérosols aux frontières latérales. Il est donc nécessaire que le domaine d'intégration inclue les sources d'aérosols. Afin d'inclure toutes les sources d'aérosols situées aux moyennes latitudes, il faudrait choisir un domaine très grand, centré au Pole Nord, entraînant des coûts informatiques trop élevés. Conséquemment, nous avons réduit le domaine d'intégration tout en prenant soin d'inclure les plus importantes sources d'aérosols, c'est-à-dire les sources d'Europe, contribuant au transport des aérosols vers l'Arctique.

L'atmosphère est discrétisée à la verticale sur 22 niveaux Gal-Chen, avec le sommet à 34 120 m. La résolution verticale est variable prenant la valeur de 50 m aux niveaux près de la surface et est réduite progressivement jusqu'à 1750 m, au niveau de 500 hPa. À partir de ce niveau, elle reste presque constante jusqu'au sommet.

Nous avons défini la zone d'éponge sur 9 points de grille aux frontières latérales ainsi qu'au sommet du domaine. Les sorties diagnostics et les analyses de résultats ont été faites dans un sous-domaine réunissant 38 X 38 points de grille (voir la figure 2.5) afin d'étudier l'évolution temporelle des variables seulement dans le domaine libre.

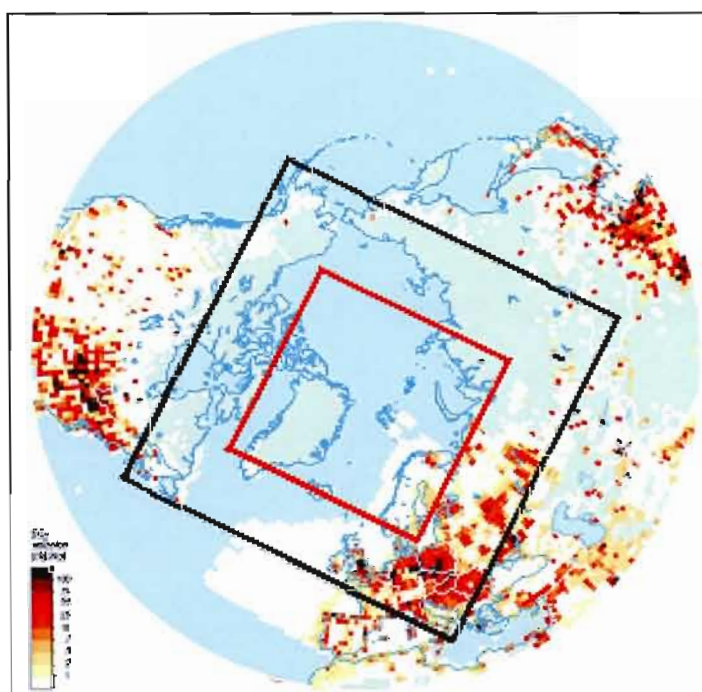


Figure 2.5 : Domaine d'intégration (délimité par la ligne noire) incluant les principales sources de sulfates anthropiques, dominantes pour la période hivernale, selon Tarrason et Iversen (1996). La ligne rouge délimite le domaine obtenu après l'enlèvement de 15 points de grille du chaque côté. (adapté de Benkovitz 1995)

Dans nos analyses, nous avons pris en considération seulement la période concernant le mois de février (voir le tableau 2.1). Ce raisonnement est directement lié à la nécessité d'avoir un temps de relaxation suffisamment grand (plusieurs fois plus grand que le temps de vie du sulfate en atmosphère) afin que la concentration de sulfates atteigne une valeur caractéristique et représentative des observations partout sur le domaine. Le pas de temps est de 1200 secondes et les résultats générés sont archivés toutes les 6 heures sur la grille décalée et sur les niveaux verticaux du modèle.

Les conditions initiales et les conditions aux frontières latérales pour les champs météorologiques sont fournies par les analyses d'observations atmosphériques (la température de l'air, le tourbillon, la divergence, le géopotentiel et l'humidité spécifique) du NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Les analyses originales, qui sont faites sur une grille orthogonale latitude-longitude à une résolution $2,5 \times 2,5$ degrés, ont été transformées en coefficients spectraux T32. Les données sont disponibles à toutes les 12 heures sur 12 niveaux de pression.

Les conditions de surface, sauf la température de la surface de la mer (SST), ainsi que la couverture de glace de mer (SIC), proviennent d'une climatologie mondiale faite au CCmaC (Centre canadien de la modélisation et de l'analyse Climatique) disponibles mensuellement sur une grille dont la résolution horizontale est de 1×1 degré. Les valeurs mensuelles de SST et SIC sur une grille globale dont la résolution horizontale est de 1×1 degré proviennent d'une climatologie, créée avec le protocole expérimental standard AMIP II pour le modèle global de la circulation générale atmosphérique (Taylor et al., 2001). Pour la période considérée, les champs sont interpolés sur la grille de calcul correspondant à la résolution horizontale utilisée dans le simulateur.

Quant aux aérosols, dans les simulations on considère le sulfate (SO_4^{-2}) et le sel de mer provenant d'émissions naturelles et anthropiques. Pour le sel de mer, les sources naturelles sont représentées par une fonction décrite par Gong *et al.* (1997 a,b) alors que pour les sulfates, sont considérés les émissions anthropiques (SO_2 et SO_4^{-2}) et naturelles (DMS et H_2S). L'émission anthropique de SO_2 et SO_4^{-2} est fournie par la banque de données GEIA

1985 (Global Emissions Inventory Activity) (Benkovitz *et al.*, 1996). Les données de cette banque sont basées sur une climatologie saisonnière pour l'émission, à deux niveaux verticaux. Les émissions de H₂S et DMS proviennent des banques de données de Bates *et al.* (1992). Les aérosols sont représentés par douze intervalles de tailles ayant les rayons compris entre 0.005 μm et 20.48 μm (voir le tableau 2.3).

Au début de la simulation, la concentration d'aérosols est fixée à zéro dans tout le domaine et maintenu à zéro aux frontières durant l'intégration. À l'intérieur du domaine, on simule l'évolution temporelle de la distribution des aérosols et du spectre de tailles des particules. La concentration de sulfate atteint une valeur caractéristique partout dans le domaine en 2 semaines environ.

Dans ce chapitre, nous avons présenté les caractéristiques du simulateur NARCM et la configuration expérimentale. La présentation des résultats obtenus est faite dans le prochain chapitre.

Intervalle	Rayon (μm)	Intervalle	Rayon (μm)	Intervalle	Rayon (μm)
1	0.005- 0.01	5	0.08- 0.16	9	1.28- 2.56
2	0.01- 0.02	6	0.16- 0.32	10	2.56- 5.12
3	0.02- 0.04	7	0.32- 0.64	11	5.12- 10.24
4	0.04- 0.08	8	0.64- 1.28	12	10.24- 20.48

Tableau 2.3 Représentation sectorielle du rayon des aérosols dans NARCM

CHAPITRE III

ANALYSES DES RÉSULTATS

Comme l'objet principal de cette recherche est d'évaluer la sensibilité du climat arctique à la rétroaction déshydratation-effet de serre, l'analyse des résultats est basée sur une comparaison des simulations effectuées pour les deux scénarios : naturel et acide. Ainsi, nous avons comparé les champs microphysiques et dynamiques suivants : le contenu en eau liquide et solide intégré à la verticale pour déterminer le changement dans la phase des nuages, l'humidité spécifique pour évaluer l'assèchement de la basse atmosphère, les précipitations pour évaluer le taux de déshydratation, le bilan radiatif du rayonnement infrarouge en surface et le profil vertical de température afin d'évaluer le forçage radiatif produit par la déshydratation de la basse atmosphère, la pression au niveau de la mer et le contenu en sulfates intégré à la verticale, le changement dans la circulation générale et son effet sur le transport des aérosols anthropiques.

Nous avons comparé les deux scénarios d'aérosols en analysant les moyennes mensuelles, les moyennes mensuelles moyennées spatiales et les séries temporelles journalières des moyennes spatiales pour chacune des variables étudiées. Il faut souligner que toutes les analyses sont faites dans le sous-domaine délimité par la ligne rouge de la figure 2.5, afin que les effets du pilotage unidirectionnel sur les résultats des simulations soient minimisés.

La terminologie utilisée pour la description des résultats est la suivante : i) les différences entre les simulations réalisées avec les deux scénarios sont calculées en faisant la différence entre les sorties de simulations perturbées (cas acide) et les sorties de simulations de références (cas naturel) et les résultats sont appelés anomalies, ii) les différences entre les simulations et l'analyse d'observations, on retrouve les sorties de références/perturbées moins les sorties de l'analyse d'observations et les résultats sont appelés biais.

Nous avons d'abord évalué la capacité du simulateur NARCM à reproduire de façon acceptable les champs moyens du mois simulé. Ainsi, les variables dynamiques telles que la pression au niveau moyen de la mer et la hauteur du géopotential de 500 hPa, simulées avec les deux scénarios, sont comparées avec l'analyse d'observations du NCEP. Pour chacune des variables énumérées, nous avons comparé les moyennes mensuelles.

3.1 Évaluation du modèle

3.1.1 Circulation atmosphérique

Le champ de la moyenne mensuelle de pression au niveau moyen de la mer est illustré à la figure 3.1.1. L'analyse d'observations montre la dépression islandaise située au-dessus de l'Atlantique du Nord ainsi qu'un anticyclone localisé au-dessus de la Sibérie. Cette distribution de la PNM établit la circulation atmosphérique moyenne vers le nord, au-dessus de l'Eurasie, en partant de la région européenne de la Russie au-dessus de la mer de Barents et de Kara vers la mer de Beaufort et au nord du Canada. La comparaison entre l'analyse d'observations et les résultats du modèle révèle des différences entre la position des centres des systèmes et leur intensité. Bien que la dépression présente dans SIM_PTB et SIM_REF soit légèrement déplacée à l'est (environ 600 km) par rapport à la position fournie par l'analyse d'observations, le modèle reproduit le patron spatial de PNM analysé assez bien. Parmi les biais les plus importants, mentionnons la surestimation de l'intensité de la basse pression islandaise de 8 à 9 hPa ainsi que la sous-estimation de la haute pression sibérienne de 12 à 13 hPa. Toutefois, des biais dont les valeurs sont légèrement plus grandes que 13 hPa sont retrouvés au-dessus de la mer de Kara (voir figure 3.1.2a,b). D'autre part, le modèle reproduit convenablement la pression au-dessus de la partie nord de l'océan Atlantique. Les moyennes spatiales mensuelles du biais sont assez petites ayant les valeurs de 0,39 hPa pour SIM_PTB et de 1,96 hPa pour SIM_REF (voir tableau 3.1.1). Bien que les biais de PNM puissent être importants localement, ils influencent peu la circulation générale et le transport des aérosols vers l'Arctique. Par conséquent, les biais de PNM sont acceptables dans le cadre de cette étude de sensibilité.

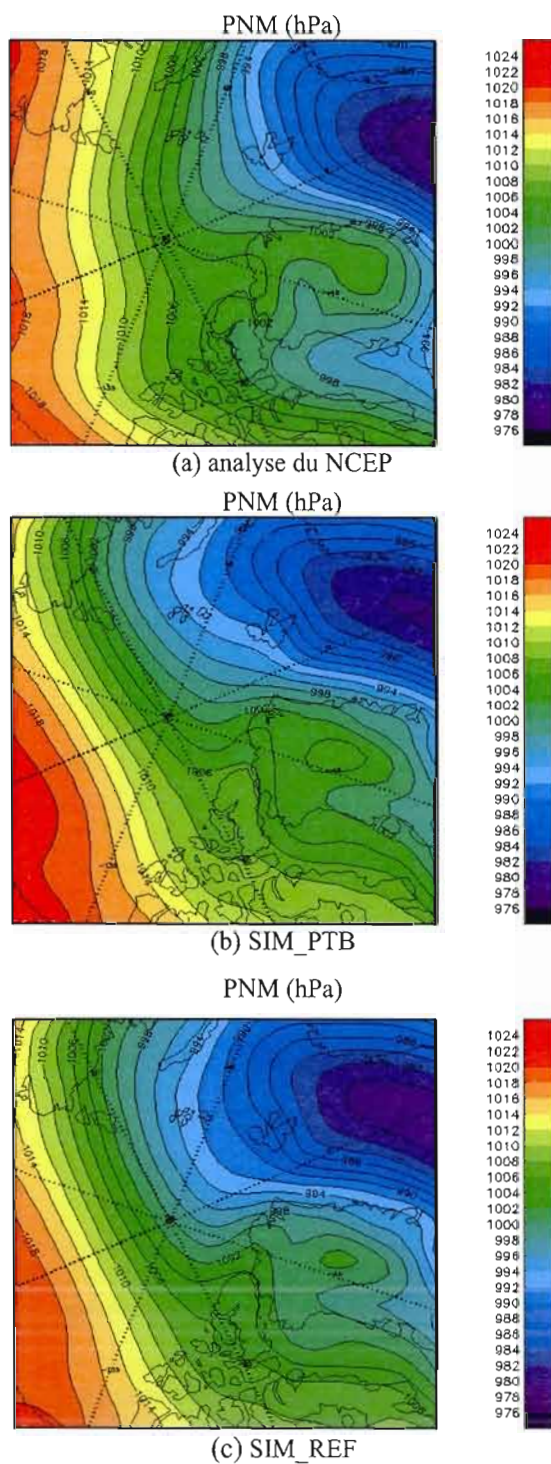


Figure 3.1.1 : Moyenne mensuelle de la PNM en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b), et de la simulation SIM_REF (c). Les contours sont tracés tous les 2 hPa

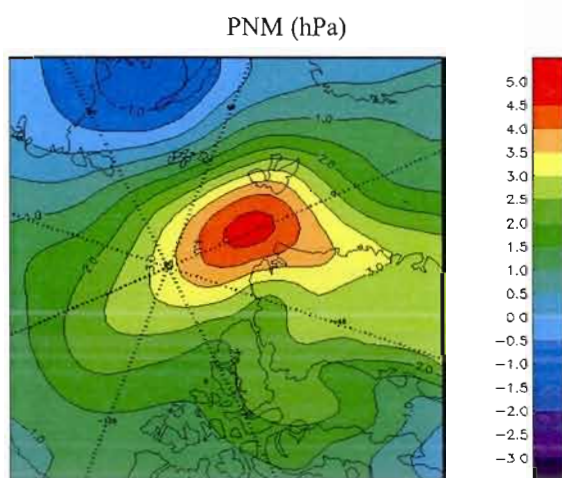
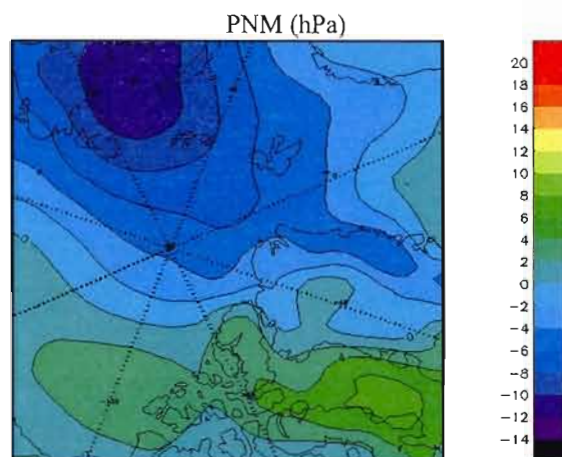
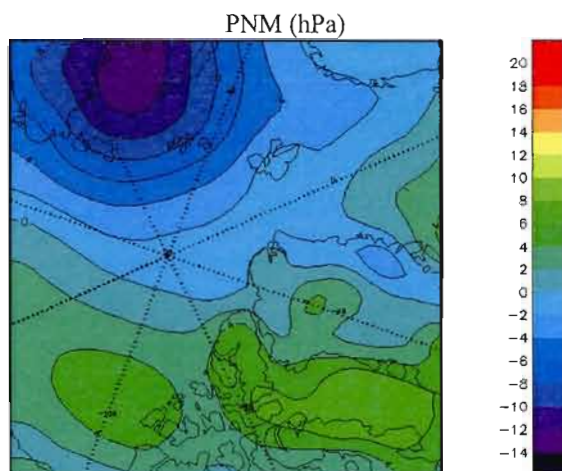


Figure 3.1.2 : Différences de la moyenne mensuelle de la PNM entre la simulation SIM_PT B et l'analyse du NCEP (a), la simulation SIM_REF et l'analyse du NCEP (b) et entre la simulation SIM_PT B et SIM_REF (c). Les contours sont tracés à tous les 2 hPa pour les biais (a) et (b) et à tous les 0.5 hPa pour les anomalies (c).

La figure 3.1.3 présente l'écart type mensuel de PNM en février pour l'analyse NCEP (a) le SIM_PTB (b) et le SIM_REF (c). On peut constater que les deux scénarios d'aérosols reproduisent les caractéristiques principales de l'écart type du champ analysé. Dans l'analyse des observations, le maximum de la variabilité de PNM se trouve au-dessus de l'île Novaya Zemlya et de la mer de Kara. Il est relié à la variation de l'intensité de l'anticyclone sibérien. On peut observer aussi deux crêtes de l'écart type mensuel de PNM : la première s'étire sur l'Arctique central vers la mer de Beaufort et la deuxième s'étend vers la mer du Groenland. Les simulations reproduisent le maximum de variabilité associé à l'anticyclone sibérien, mais avec une intensité plus faible.

D'autre part, on remarque que la variabilité mensuelle de PNM à l'est du Groenland est sous-estimée par rapport aux analyses des observations. Dans les deux simulations, la variabilité mensuelle est plus grande dans l'Arctique de l'Est et la mer de Norvège par rapport à l'Arctique de l'Ouest et l'archipel canadien. Les variabilités mensuelles plus élevées de PNM dans ces régions correspondent aux variations de l'anticyclone sibérien et à l'activité cyclonique intense au nord de l'océan Atlantique. Serreze et al. (1993) ont montré que pendant l'hiver, la partie Nord de l'Atlantique se caractérise par une activité synoptique plus grande que dans d'autres parties de l'Arctique. Les différences notables entre SIM_PTB et l'analyse du NCEP sont localisées dans l'ouest de l'Arctique. Lorsque moyennée spatialement, l'écart type de la PNM de la simulation SIM_PTB est plus représentative de l'analyse des observations que la simulation SIM_REF. En effet, l'écart type moyenné sur le domaine est 10.86 hPa, 9.84 hPa, et 7.90 hPa, dans l'analyse du NCEP, SIM_PTB et SIM_REF respectivement (voir tableau 3.1.1).

La figure 3.1.4 montre la moyenne mensuelle du champ de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa. L'analyse du NCEP pour ce champ est caractérisée par des valeurs élevées de hauteur du géopotentiel au-dessus de la région de l'est de l'Arctique et l'Atlantique du Nord, et la présence d'un tourbillon circumpolaire. Celui-ci est situé au-dessus de l'archipel canadien, c'est-à-dire dans la région où les températures de l'air sont les plus basses (voir figure 3.1.5b,c). Le simulateur reproduit bien la position du tourbillon dans la simulation SIM_PTB (figure 3.1.4 b), ainsi que dans SIM_REF (figure 3.1.4 c).

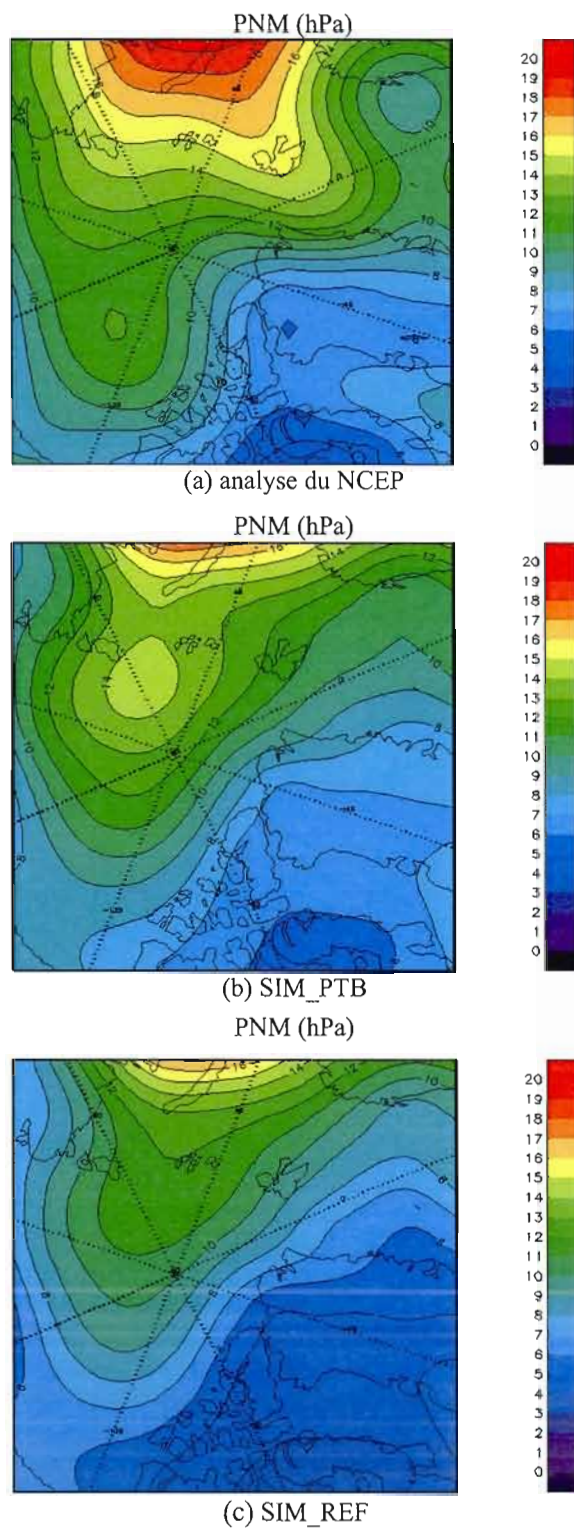


Figure 3.1.3 : Écart type mensuel de la PNM en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PT (b), et de la simulation SIM_REF (c). Les contours sont tracés à chaque 1 hPa.

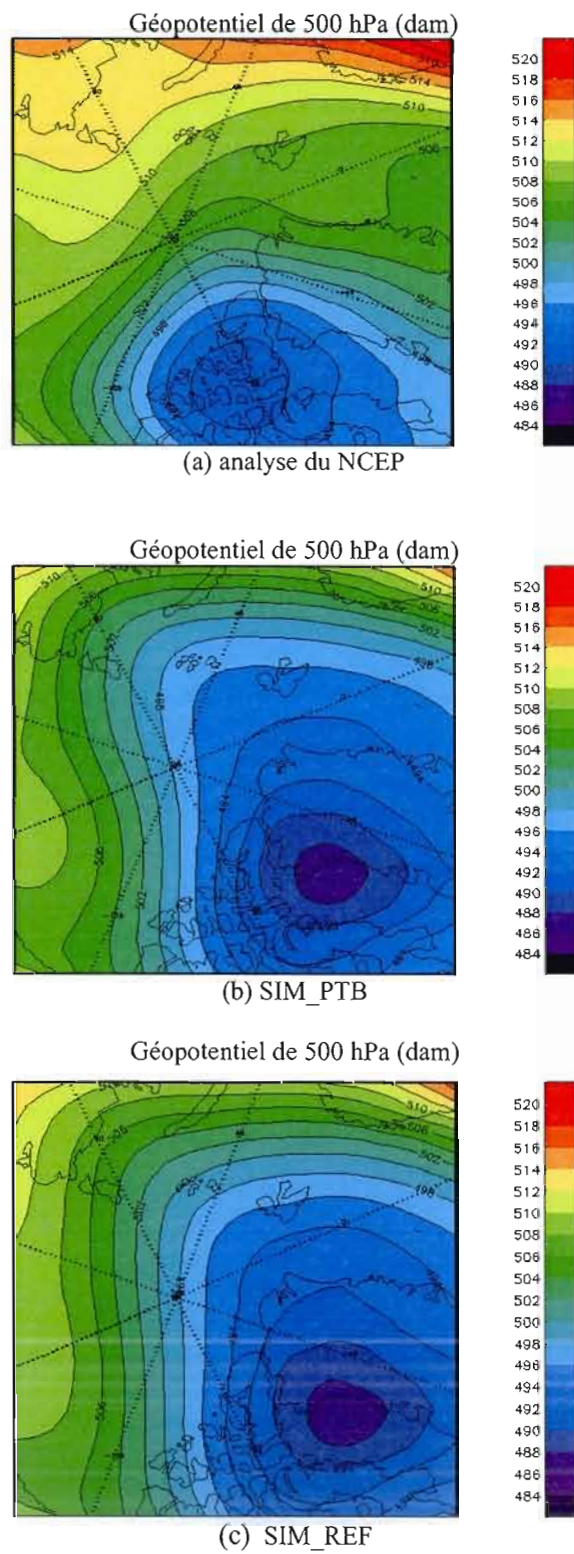


Figure 3.1.4 : Moyenne mensuelle de la hauteur du géopotiel de 500 hPa en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b), et de la simulation SIM_REF (c). Les contours sont tracés à tous les 2 dam

Néanmoins, on observe une différence entre l'analyse du NCEP et les simulations en ce qui concerne la distribution spatiale des isohypses. Par exemple, le creux du géopotentiel de 500 hPa s'étirant du bassin de Baffin jusqu'à la mer de Kara présent dans les simulations, n'est pas présent dans l'analyse du NCEP. D'ailleurs, il faut préciser que cette région est caractérisée par une sous-estimation de PNM dans les simulations du NARCM.

Les différences "simulations-analyse" (figure 3.1.5a et 3.1.5b) montrent que le simulateur sous-estime les hauteurs du géopotentiel dans presque tout le domaine. Les biais moyens sur le domaine d'étude sont de $-6,29$ dam et $-5,29$ dam pour SIM_PTБ et SIM_REF respectivement, ayant une tendance temporelle croissante au fur et à mesure que la température de l'air augmente. Cette sous estimation des hauteurs du géopotentiel est causée par une sous estimation des températures de l'air aux mêmes endroits (voir section suivante).

La distribution spatiale de la moyenne mensuelle de l'écart type de la hauteur du géopotentiel pour le mois de février est présentée dans la figure 3.1.6. Les résultats du simulateur montrent qu'il y a un minimum de variabilité au-dessus de l'archipel canadien, c'est-à-dire dans la même région où se trouve la composante stationnaire du tourbillon circumpolaire.

De plus, on remarque un bon accord entre les distributions spatiales de l'écart type du champ de PNM et celles de la hauteur du géopotentiel de 500 hPa. Cependant, des différences sont notées dans la région nord du Groenland et de l'archipel canadien, là où l'analyse NCEP suggère une variabilité temporelle élevée, tandis que le simulateur prévoit une plus grande stabilité des champs dans le temps.

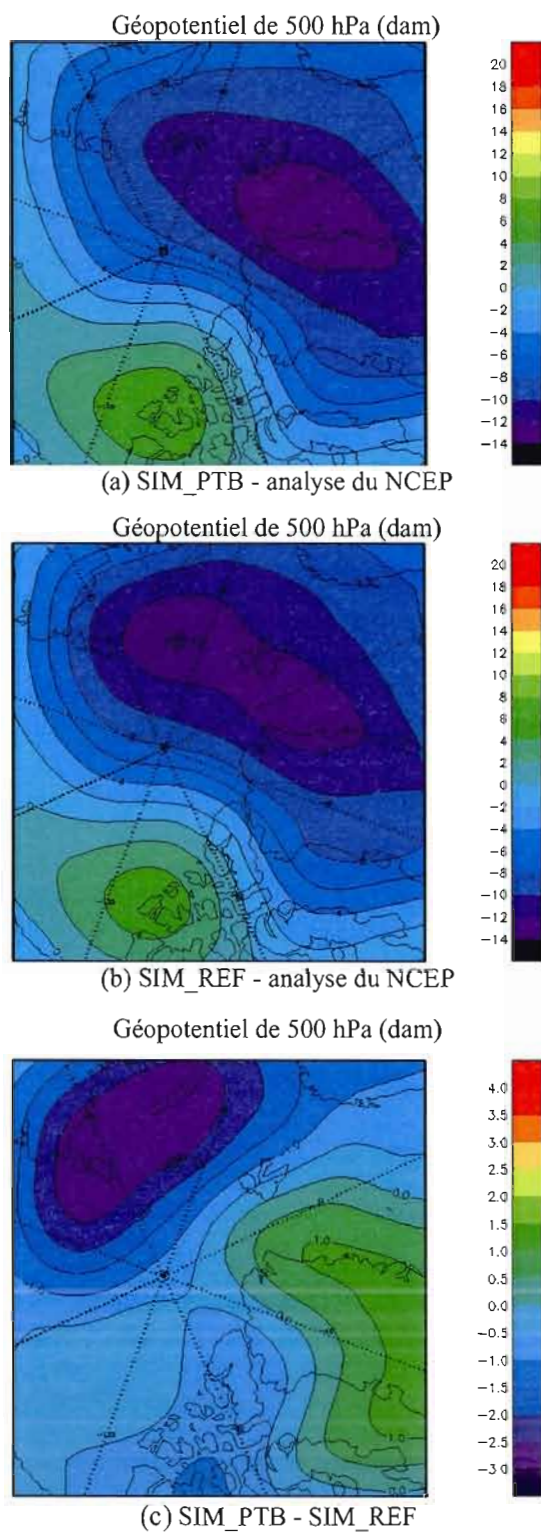


Figure 3.1.5 : Différences de la hauteur du géopotentiel de 500 hPa entre la simulation SIM_PTB et l'analyse du NCEP (a), la simulation SIM_REF et l'analyse du NCEP (b), et entre la simulation SIM_PTB et SIM_REF (c). Les contours sont tracés à tous les 2 dam avec les valeurs pour les biais (b) et à tous les 0,5 dam pour les anomalies (c).

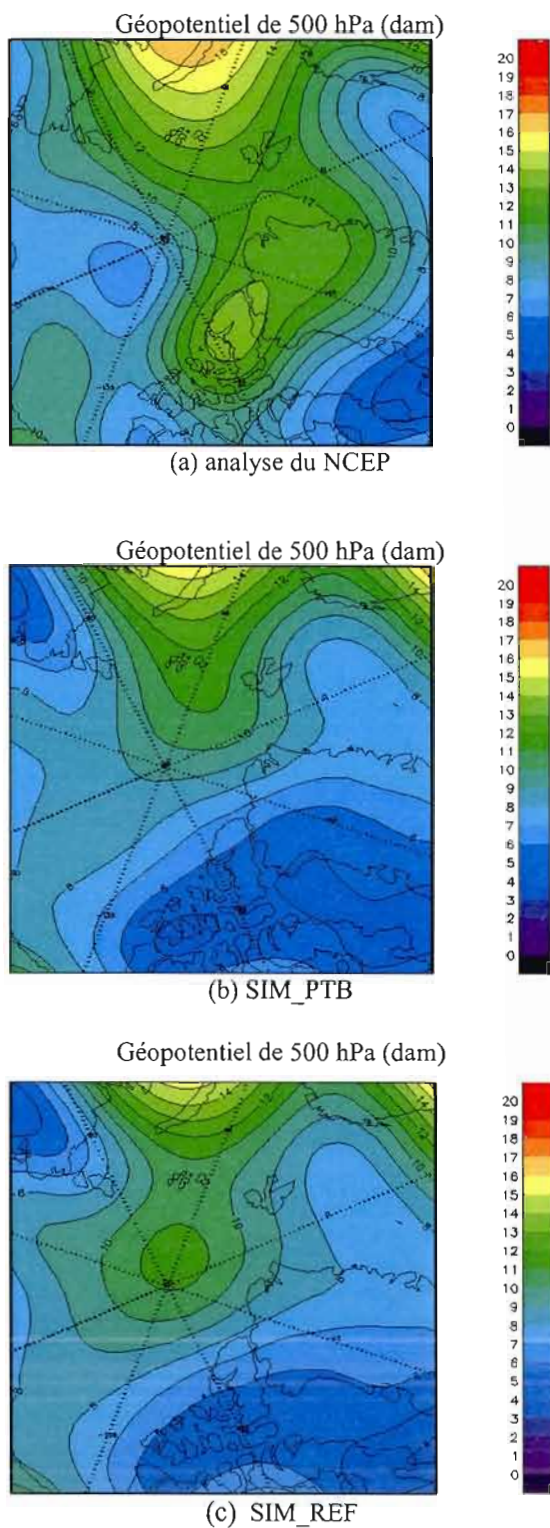


Figure 3.1.6 : Écart type mensuel de la hauteur du géopotential de 500 hPa en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b), et de la simulation SIM_REF (c). Les contours sont tracés à chaque 1 dam

3.1.2 Température de l'atmosphère

La figure 3.1.7 montre la moyenne mensuelle de la température de l'air au niveau 1000 hPa de l'analyse d'observations NCEP, de SIM_PTB, et de SIM_REF. Premièrement, il faut remarquer la similitude entre les résultats du simulateur (3.1.7b,c) et l'analyse d'observations NCEP (3.1.7a) concernant la distribution spatiale de la moyenne mensuelle de la température de l'air à 1000 hPa. On peut identifier deux régions importantes.

La première région, caractérisée par des températures plus élevées, est située au-dessus de l'Atlantique du Nord, et de la mer de Barents, tandis que la deuxième est caractérisée par des températures très basses, et se trouve au-dessus de l'Arctique central, de l'archipel canadien et du nord du Canada. Un fort gradient horizontal de la température de l'air au-dessus de la bordure glace-eau sépare les deux zones. Le patron général de la température de l'air à 1000 hPa est généralement bien reproduit par le modèle.

La figure 3.1.8 montre les distributions de la moyenne mensuelle du biais de la température de l'air à 1000 hPa pour les deux scénarios. De façon générale, le modèle sous ou sur estime la température de 4 °C. Ce biais est toutefois plus important au-dessus des zones littorales de l'est et de l'ouest du Groenland et au-dessus de l'île de Spitsbergen. Une explication possible de ces écarts est le faible représentation de la concentration de glace de mer dans le simulateur pour les régions d'interface entre terre et glace de mer.

En effet, la concentration de glace de mer est constante pour un mois donné dans le modèle. La variabilité inter journalière de la concentration de glace de mer n'est pas représentée dans les simulations. Les erreurs résultantes dans la représentation des changements du flux de la chaleur sensible au niveau de la surface provoquent la divergence de la température simulée par rapport aux analyses NCEP. Une analyse plus détaillée des différences entre les températures des simulations et des analyses NCEP est faite à la fin de cette section.

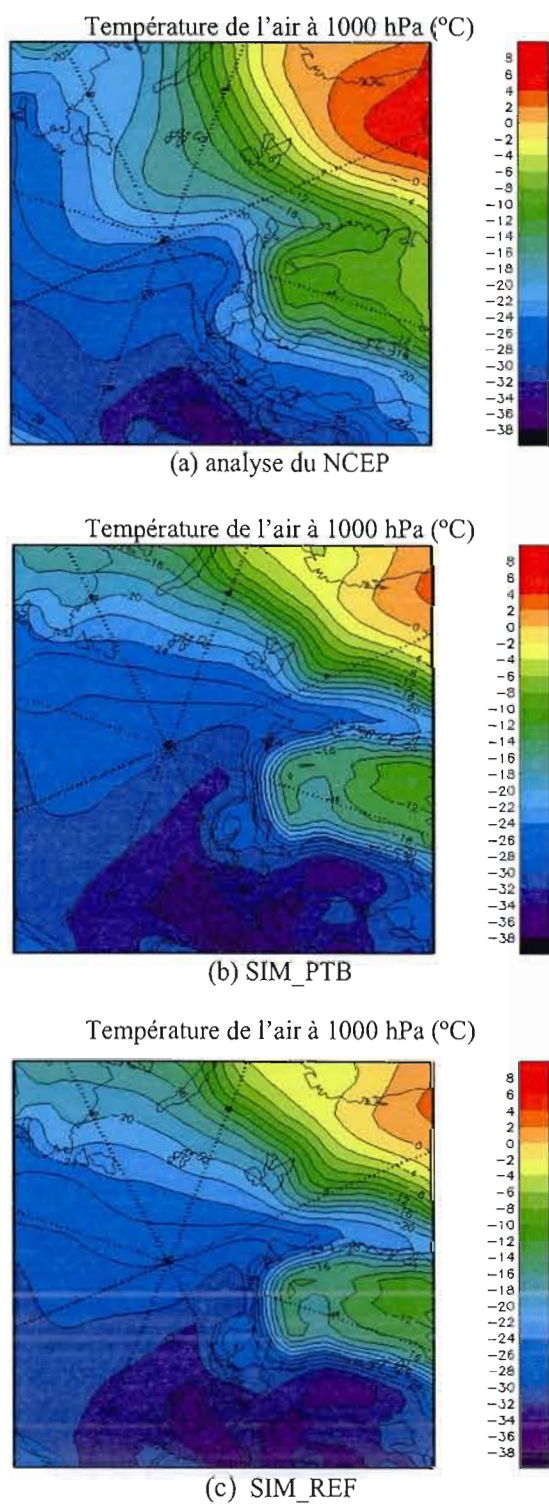
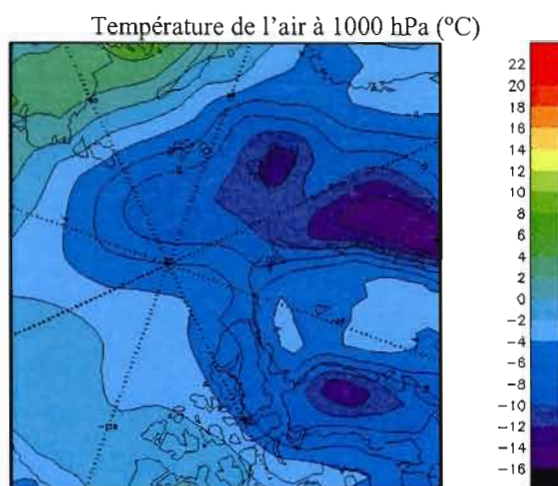
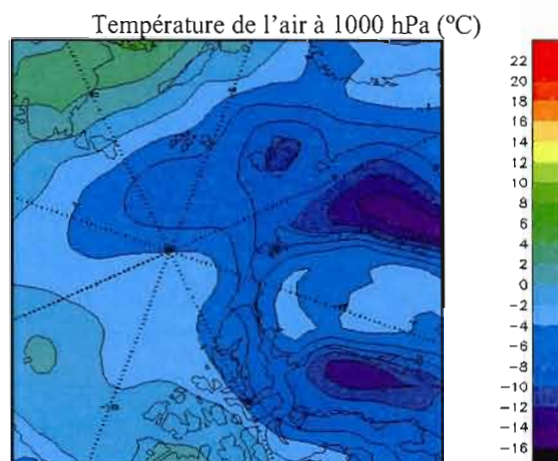


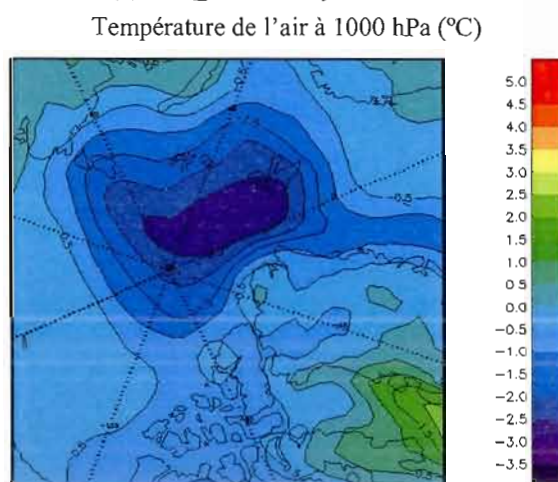
Figure 3.1.7 : Moyenne mensuelle de la température de l'air en février de l'analyse de NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b) et de la simulation SIM_REF (c). Les contours sont tracés tous les 2 °C



(a) SIM_PTB - analyse du NCEP



(b) SIM_REF - analyse du NCEP



(c) SIM_PTB - SIM_REF

Figure 3.1.8 : Différences de la température de l'air au niveau 1000 hPa entre la simulation SIM_PTB et analyse du NCEP (a), la simulation SIM_REF et l'analyse du NCEP (b), et entre la simulation SIM_PTB et SIM_REF (c). Les contours sont tracés tous les 2 °C pour les biais (a) (b) et à tous les 0,5 °C pour les anomalies (c)

La distribution de la moyenne mensuelle de l'écart type de la température de l'air à 1000 hPa est présentée dans la figure 3.1.9. L'analyse d'observation NCEP montre l'existence d'un maximum de variabilité temporelle au-dessus du bassin Nansen avec des valeurs qui dépassent 9 °C. D'autre part, au-dessus de l'eau libre dans la région de l'océan Atlantique, il y a une grande zone dont la variabilité temporelle est inférieure à 2,5 °C. De plus, nous pouvons noter le gradient élevé de l'écart type (de 3,5 °C à 6 °C) au-dessus des bordures glace-eau ainsi que la variabilité temporelle relativement élevée (plus que 7 °C) au-dessus de la Sibérie.

Les simulations montrent une distribution spatiale complexe de l'écart type révélant plusieurs ondes. Cinq maximums de variabilité temporelle sont simulés : i) au-dessus de la frontière glace-eau dans la mer du Groenland (6,5 °C à SIM_PTB et 5,5 °C à SIM_REF), ii) au-dessus de la péninsule de Taymir (10 °C à SIM_PTB et 6,0 °C à SIM_REF), iii) au-dessus de la mer de Barents (7,0 °C à SIM_PTB et 6,0 °C à SIM_REF), iv) au-dessus du côté est du Groenland (6,0 °C à SIM_PTB et 6,0 °C à SIM_REF) et v) au-dessus de la mer de Beaufort (7,5 °C à SIM_PTB et 7,0 °C à SIM_REF). En comparant les valeurs moyennes spatiales de l'analyse et des simulations, on constate que les simulations ont une variabilité temporelle supérieure à celle d'analyse d'observations NCEP (voir tableau 3.1.1).

La figure 3.1.10a présente le profil vertical de la température (moyenne mensuelle moyennée spatiale sur les points de grille couverts par la glace de mer) en février, obtenu dans les simulations SIM_PTB (ligne rouge) et SIM_REF (ligne bleue), ainsi que pour l'analyse d'observations du NCEP (ligne violette). Les résultats du simulateur montrent, même en altitude, des températures plus froides que celles de l'analyse d'observations. De plus, la figure 3.1.10b montre un biais de la température dans le scénario acide (ligne rouge) plus grand que celui dans le scénario naturel (ligne bleue).

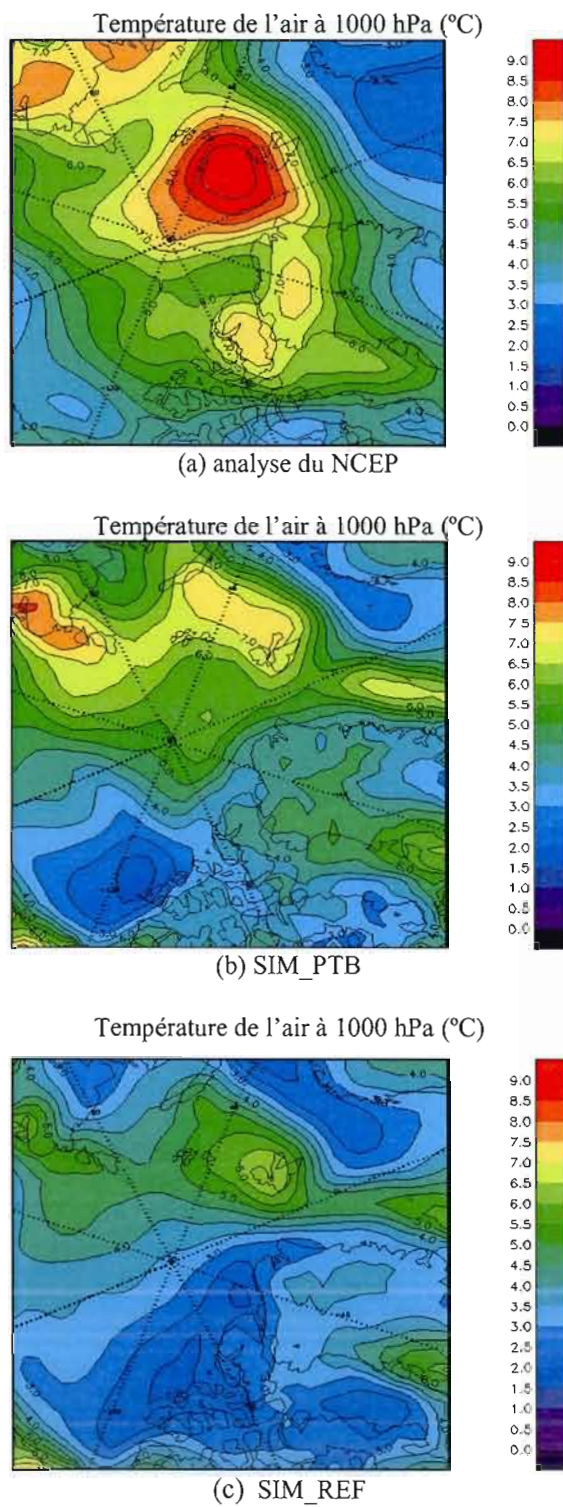
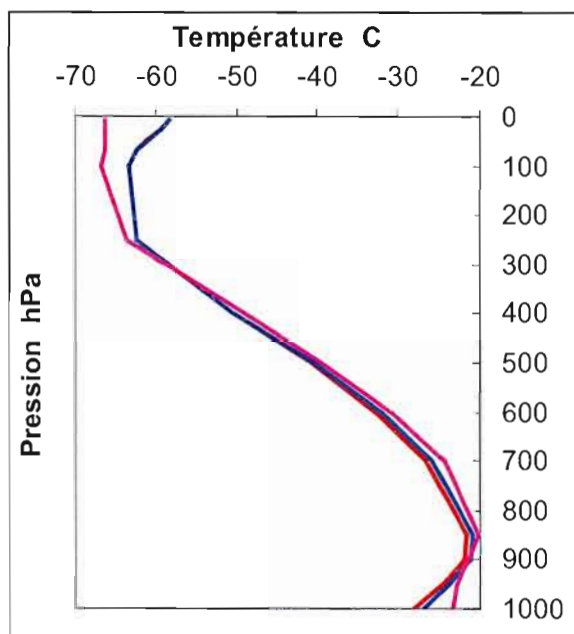
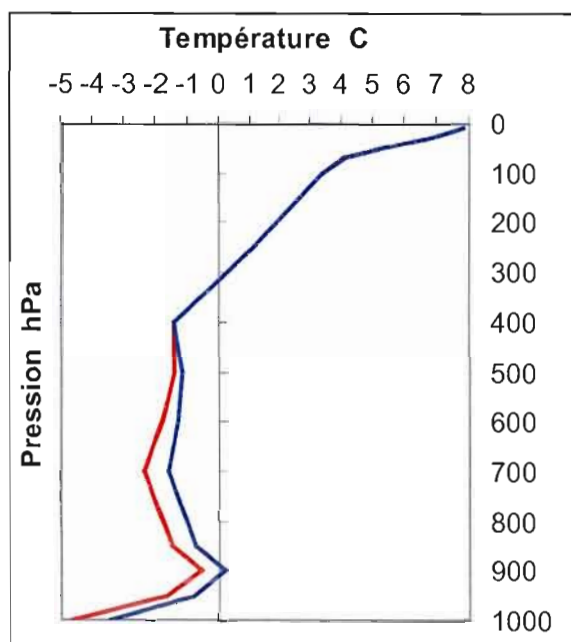


Figure 3.1.9 : Écart type mensuel de la température de l'air en février de l'analyse du NCEP (a), de la simulation SIM_PTB (b) et de la simulation SIM_REF (c). Les contours sont tracés tous les 0,5 °C.



(a)



(b)

Figure 3.1.10 : Profil vertical de la moyenne mensuelle de la température(°C) moyennée spatiale sur les points de grille couverts par la glace de mer, pour le mois de février : l'analyse d'observations NCEP (ligne violette), la simulation SIM_PT (ligne rouge) et la simulation SIM_REF (ligne bleue) (a). Profil vertical de la moyenne mensuelle du biais de la température pour le mois de février pour la simulations SIM_PT (ligne rouge) et pour la simulation SIM_REF (ligne bleue) (b).

La présence de l'inversion de température dans la basse troposphère en surface est une caractéristique dominante de la distribution verticale de température en Arctique. La hauteur et l'intensité de l'inversion présentent une variabilité régionale autant que saisonnière. (Kahl *et al.*, 1990; 1992 ; Serreze *et al.*, 1992). La figure 3.1.10a montre la présence de l'inversion de température tant pour les simulations que pour l'analyse d'observations. L'amplitude de l'inversion est de 6,4 °C pour la SIM_PTB et 5,9 °C pour SIM_REF tandis que, l'inversion de température retrouvée dans l'analyse d'observations NCEP est de 3,2 °C.

Les différences de températures entre les simulations et l'analyse NCEP sont localement importantes. Outre, les erreurs causées par l'approche de la représentation des processus physiques dans le modèle, nous avons identifié 2 facteurs pouvant expliquer en partie ces différences. Le premier facteur est lié aux différentes résolutions spatiales de l'analyse NCEP et des simulations. Ainsi, les analyses NCEP ont une résolution spatiale de 2,5° alors que le simulateur a une résolution de 1°. Cela fait ressortir des différences importantes de température entre les simulations et les analyses au-dessus des endroits où la surface est hétérogène. De plus, il faut préciser que cette analyse est dérivée d'un nombre d'observations limité alors, seulement les caractéristiques des champs à grande échelle peuvent être soumises à une comparaison directe.

Cependant, nous avons comparé le champ de température de l'air en surface aux observations provenant de IABP/POLES dont la résolution est pareille avec le simulateur cet à dire 1°. La figure 3.1.11 montre que les différences entre les sorties du simulateur et les observations IABP/POLES sont beaucoup plus petites et restreintes aux endroits là où la surface est hétérogène. Ainsi, au-dessus de l'île Spitsbergen et de la Terre de Franz Josef les biais entre les résultats du NARCM et les observations de IABP/POLES sont plus petites avec 2 °C que les biais obtenus par rapport aux analyses NCEP tandis que dans les régions nord-est du Groenland ceux-ci atteignent 4 °C. Nous supposons qu'en utilisant les observations IABP/POLES au lieu de NCEP on peut augmenter l'exactitude des sorties du modèle. Ce biais froid des analyses NCEP en Arctique a aussi été noté par Rinke *et al.* (2000) pour le mois de janvier 1990.

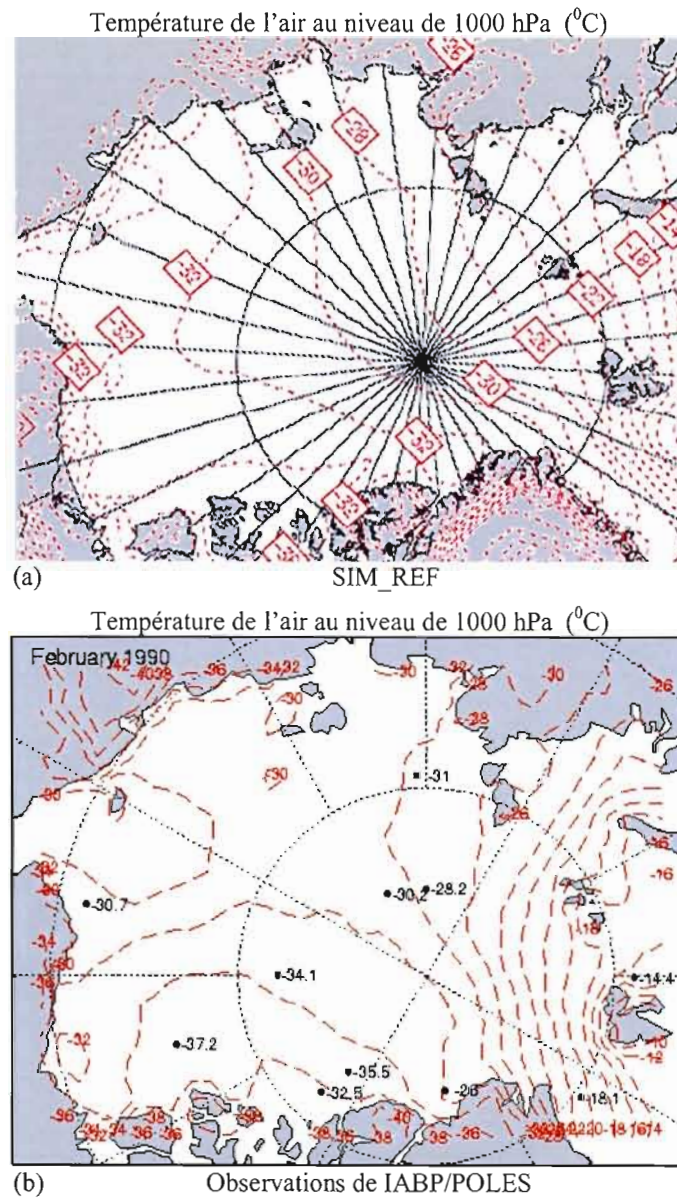


Figure 3.1.11: Moyennes mensuelles de la température de l'air au niveau de 1000 hPa dans les simulations de NARCM (a) et dans les observation IABP/POLES (b). Les contours sont tracés à tous les 2°C .

Un deuxième facteur explicatif des différences de température entre les simulations et l'analyse NCEP est lié à la représentation de la couverture de glace dans les simulations. L'étendue et l'épaisseur de la glace de mer sont toujours soumises aux influences des facteurs atmosphériques et océaniques. À leur tour, les variations dans la couverture et l'épaisseur de glace provoquent une rétroaction sur la circulation atmosphérique par le changement des flux de chaleur, de vapeur et de quantité de mouvement entre l'océan et l'atmosphère. Bien que nous ayons utilisé les données climatiques provenant de AMIP II pour la couverture de glace marine (SIC) et la température de la surface de la mer (SST) lors de notre expérience, celles-ci ne représentent pas l'évolution journalière de la distribution spatiale de la glace marine pour le cas simulé. En effet, la valeur moyenne mensuelle de la couverture de glace a été considérée dans les simulations. Selon des mesures satellitaires prises par le EOS-AMSR (Earth Observing System Aqua Advanced Microwave Scanning Radiometer), il y a eu une très grande variabilité de la concentration de la glace de mer en février 1990 avec des minimums/maxima de près de 15 % inférieurs/supérieurs à la valeur moyenne (voir figure 3.1.12). Parkinson et al (2001) ont montré qu'une variation moyenne de 5% de la couverture de glace de mer peut résulter en des erreurs pouvant atteindre 6 °C régionalement. Il est alors possible que le flux de chaleur sensible simulé par le modèle soit biaisé par ce facteur et pourrait expliquer les différences de températures importantes avec l'analyse NCEP dans les régions de la mer de Kara et la mer du Groenland.

Au nord de la mer de Barents, la température du modèle est trop froide en raison de la basse pression en surface de la mer de Kara qui contribue à allonger le creux de la dépression islandaise. Ainsi, les vents près de la surface ont une composante nord qui contribue à refroidir la partie nord de la mer de Barents.

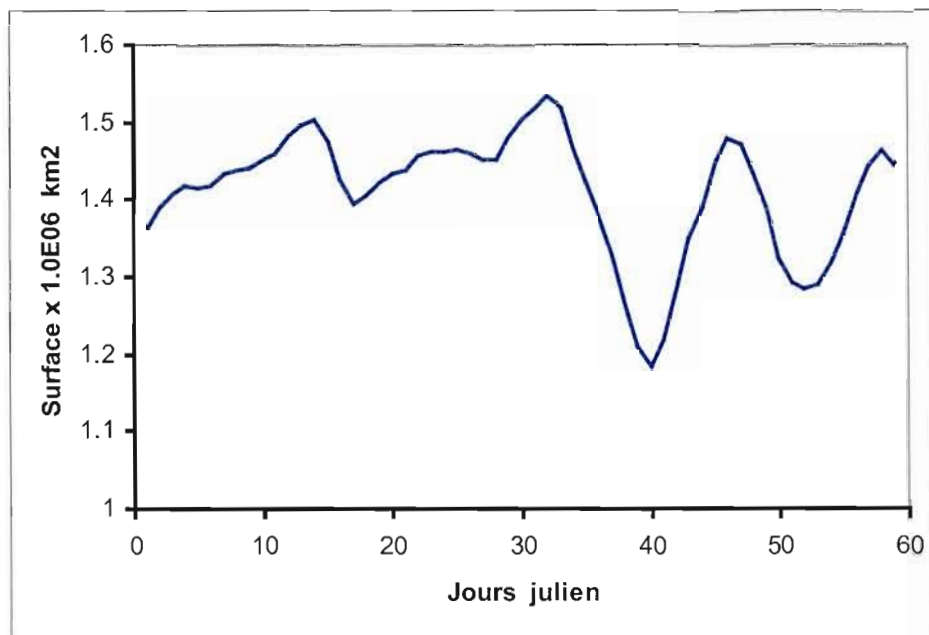


Figure 3.1.12 : Série temporelle journalière de la surface de la glace de mer au-dessus de la mer de Kara et la mer de Barents pour les mois de janvier et février 1990. Le mois de février est caractérisé par une variabilité journalière importante. Source des données : NASA - Earth Observing System Project

Bien qu'imparfaites, les simulations effectuées dans cette étude se comparent bien à d'autres études similaires utilisant des modèles régionaux du climat en Arctique. Rinke et al. (2000), en réalisant des simulations pour le mois de janvier 1990, ont trouvé qu'au-dessus de la glace de mer il y a des biais de la température de l'air entre les résultats du MRC utilisés et l'analyse d'observations. Ainsi, le modèle HIRHAM produit des températures en surface entre 0 et 4.0 °C plus froides que celles des réanalyses du European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF). Dans le cadre de la même étude le modèle ARCSyM produit des températures en surface de 11,5 °C plus chaudes que celles de la réanalyse ECMWF (ARCSyM est un modèle couplé glace-atmosphère).

D'autre part, Rinke et al. (2006) ont analysé les biais de plusieurs modèles régionaux du climat arctique dans le cadre d'une étude d'inter-comparaison. Le biais de la température de l'air en surface pour l'ensemble des modèles est de ± 5 °C sur un domaine beaucoup plus

petit que celui de la présente étude. Les auteurs attribuent les biais importants obtenus aux paramétrages des nuages et de la couche limite.

Dans cette section, nous avons fait une comparaison entre l'analyse d'observations et les simulations du modèle NARCM concernant les caractéristiques climatologiques à grande échelle, en Arctique, pour le mois de février, des champs de circulation et de la température de l'air. Dans la section suivante, nous évaluerons l'effet de l'acidification des aérosols sur le climat arctique pendant l'hiver, par la réaction déshydratation – effet de serre (RDES).

3.2 Effet de l'acidification des aérosols

Dans cette section, les différences entre les deux ensembles de simulations correspondant aux scénarios acides (SIM_PTB) et naturel (SIM_REF) sont investiguées. L'analyse des résultats produits par le simulateur NARCM est basée sur la description et la comparaison de la concentration de sulfate intégrée à la verticale, du parcours d'eau liquide et d'eau solide, de la couverture nuageuse, du taux de précipitation, de l'humidité spécifique, du rayonnement infrarouge (IR) vers le bas, de la température de surface et de la température de l'air.

Selon hypothèse de la RDES, la transformation de la masse d'air (provenant des latitudes moyennes) par refroidissement radiatif en Arctique est altérée par la présence des aérosols anthropiques lors des épisodes de brume arctique. Les aérosols sont acidifiés par les dérivés de produits de combustion émis au-dessus des régions industrielles principalement en Europe et en Russie (voir section 1.2). L'acidification des aérosols abaisse la température d'activation des noyaux glaçogènes, affectant ainsi la nucléation de la glace et conséquemment la formation et l'efficacité de la précipitation. Il en résulte que la contamination anthropique de l'air avec des aérosols acides provoque une diminution de la concentration de noyaux glaçogènes par rapport au cas de l'air non contaminé où les aérosols proviennent principalement de sources naturelles. La réduction de la concentration de noyaux

glaçogènes est modulée par la concentration des aérosols acides et la température de l'air. Ainsi, les effets de la contamination des aérosols sont différents d'une région à l'autre.

Dans ce qui suit, nous présentons quatre énoncés à la base de l'hypothèse de RDES et exposons les résultats obtenus correspondant à ces énoncés.

(1) *Étant donné la réduction de la concentration de noyaux glaçogènes causée par l'acidification des aérosols, le taux de nucléation des cristaux est réduit. Le résultat net est une concentration moindre de cristaux ayant des diamètres plus grands. Cela implique une augmentation de la vitesse terminale de chute pour des cristaux et conséquemment l'élévation du taux de précipitation* (Girard, 1998).

3.2.1 Sulfates

Avec les composés organiques, les aérosols sulfatés représentent une composante majeure des aérosols contenus dans l'atmosphère arctique durant l'hiver (Bigg, 1980; Girard, 1998). La distribution spatiale de la moyenne mensuelle de la concentration de sulfates (SO_4^{2-}) intégrée verticalement obtenue dans les simulations SIM_PTB et SIM_REF pour le mois de février est montrée dans les figures 3.2.1a et 3.2.1b. Le maximum de concentration se trouve au-dessus de la Sibérie avec une crête s'étirant vers l'archipel canadien et une petite branche vers l'est du Groenland. Le minimum est situé au-dessus de l'océan Atlantique avec un creux qui s'étire vers la mer de Barents. Le patron spatial des concentrations de sulfates obtenu avec NARCM correspond bien à la climatologie hivernale des aérosols anthropiques en Arctique (Raatz et Shaw, 1984; Barrie, 1986; Barrie *et al.*, 1989; Shaw, 1995)

La figure 3.2.1 montre que les plus importantes anomalies de la concentration du sulfate intégrée à la verticale se trouvent en Arctique central et de l'est, tandis qu'au-dessus de l'océan Atlantique elles sont très faibles. Le maximum, sur la Sibérie, simulé dans le SIM_REF est de $4.2 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2}$ alors qu'au même endroit, SIM_PTB simule un maximum de $5.4 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2}$. Quant au minimum au-dessus de la mer de Norvège, les deux scénarios donnent la même valeur de $0.9 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2}$. Nous verrons à la section 3.2.9 que

l'augmentation de la concentration de sulfate obtenue dans le scénario acide résulte essentiellement d'une rétroaction positive entre l'effet RDES et le transport de sulfates vers l'Arctique. Nous verrons aussi dans les sections suivantes que cette augmentation de concentration d'aérosols sulfatés a des répercussions importantes pour les régions dont la température de l'air en surface est plus élevée telles que la Scandinavie et la mer de Barents.

3.2.2 Parcours d'eau solide et parcours d'eau liquide

La figure 3.2.2 présente la distribution spatiale de la moyenne mensuelle des anomalies du parcours d'eau solide (a) et du parcours d'eau liquide (b) dans les nuages. Les anomalies négatives du parcours d'eau solide sont dominantes à peu près sur tout le domaine (figure 3.2.2a) sauf pour les régions de l'est de l'archipel canadien et du canal de Davis. Les plus importantes anomalies négatives du parcours d'eau solide dans les nuages se trouvent au-dessus du bassin de Nansen et le nord du Groenland autant qu'au-dessus de la partie nord de la Sibérie centrale, de la mer de Barents et de la mer du Groenland là où les valeurs varient de 2 g/m^2 à 5 g/m^2 . On remarque que dans ces régions, les anomalies d'eau liquide et celles d'eau solide sont opposées, ayant à peu près la même amplitude. Cependant, des anomalies positives du parcours d'eau liquide sont également présentes (figure 3.2.2b) au-dessus de la mer libre, c'est-à-dire la mer du Groenland, la mer de Barents et la mer de Kara, ainsi que le nord de la Scandinavie. Les anomalies positives du parcours d'eau liquide dans les nuages au-dessus de ces régions varient de 20 g/m^2 à 35 g/m^2 .

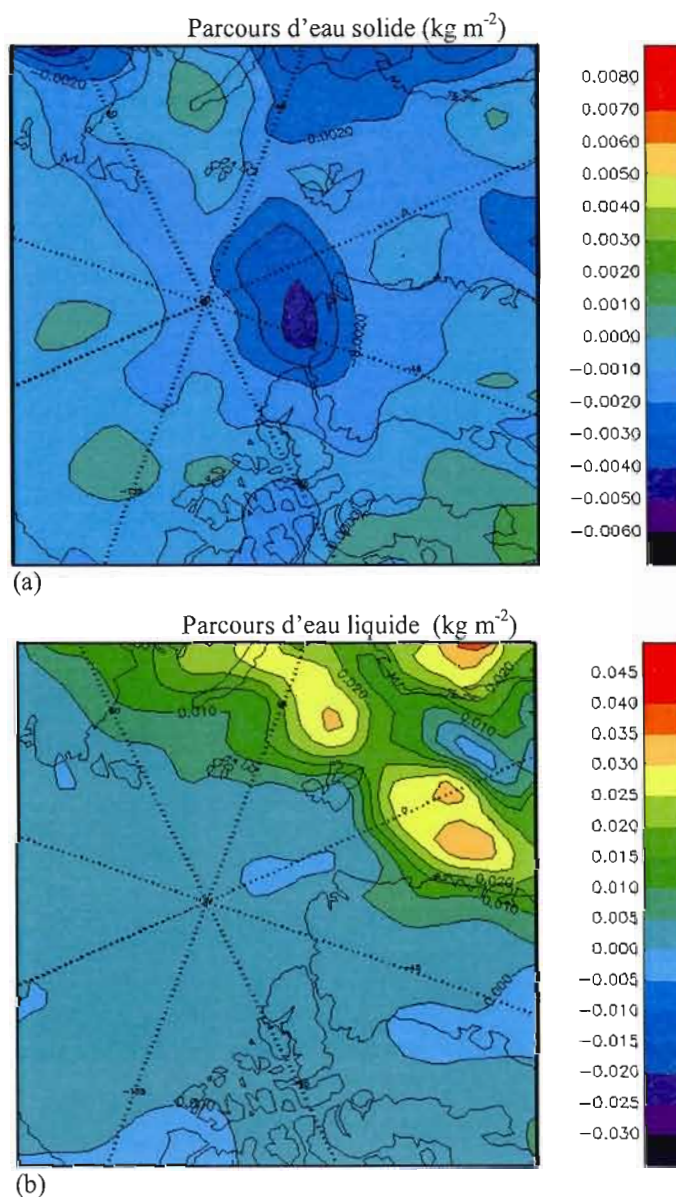


Figure 3.2.2 : Moyennes mensuelles des anomalies du parcours d'eau solide (a), du parcours d'eau liquide (b). Les contours sont tracés à tous les 1 g/m^2 au parcours d'eau solide et à tous les 5 g/m^2 au parcours d'eau liquide.

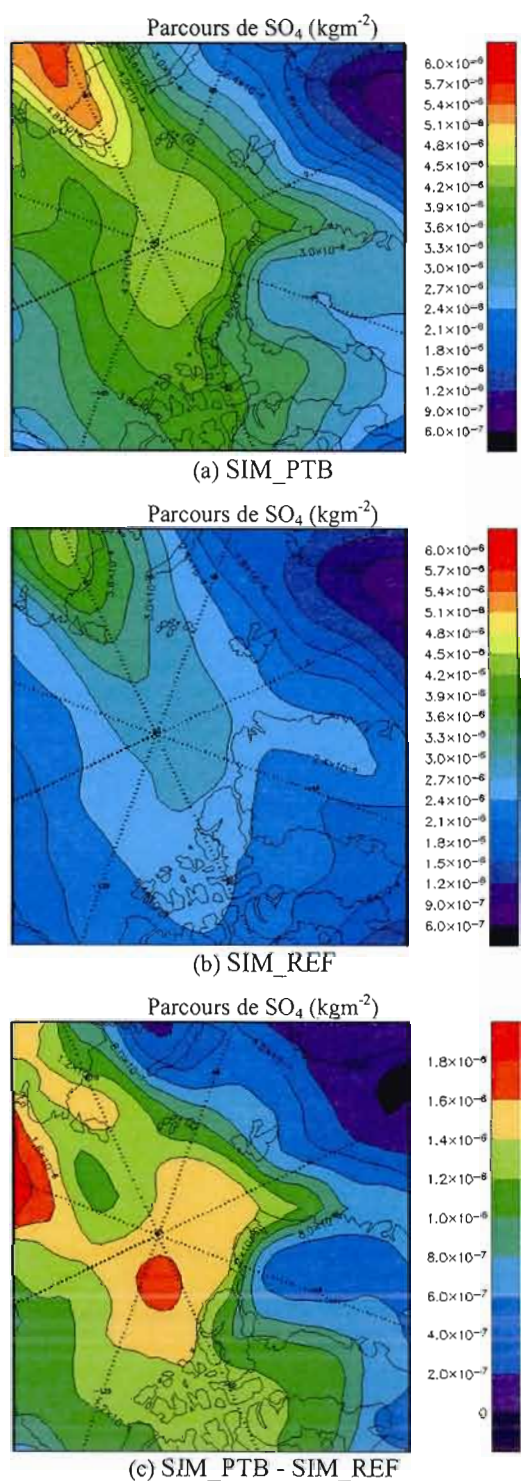


Figure 3.2.1 : Moyenne mensuelle du parcours des sulfates (SO_4), en février, simulée lors de la simulation SIM_PTB (a) et SIM_REF (b). Les contours sont tracés tous les $0,3 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2}$. Moyenne mensuelle des anomalies entre la simulation SIM_PTB et SIM_REF (c). Les contours sont tracés tous les $0,2 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2}$.

Ces résultats montrent que l'acidification des aérosols a des effets différents sur la microphysique des nuages selon la région. Ainsi, au-dessus de l'Arctique central, là où la concentration des aérosols acides est plus élevée et la température de l'air en surface est inférieure à -18°C , l'acidification des aérosols a un impact substantiel sur la nucléation hétérogène des cristaux en raison des températures plus froides. L'acidification des aérosols fait baisser la température d'activation des noyaux glaçogènes soit en entourant les noyaux insolubles avec une pellicule de solution $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}$ ou encore en faisant un mélange interne de solution $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}/\text{X}$ dans le cas des noyaux solubles (X).

Les observations des 50 dernières années montrent que la concentration des noyaux glaçogènes varie de façon non linéaire avec la température (Pruppacher and Klett, 1998) de sorte que plus la température est froide plus la concentration des noyaux glaçogènes est grande. La figure 3.2.3 montre la variation de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la température selon le paramétrage de Meyers et al. (1992). Afin d'expliquer l'impact de l'acidification des aérosols sur la concentration des noyaux glaçogènes nous avons présenté la variation de cette concentration en fonction de la température pour deux scénarios différents des aérosols : i) le scénario naturel (la courbe bleue) dont les aérosols ne sont pas altérés par l'acidification et ii) le scénario acide, dans lequel en raison d'une forte acidification des aérosols la concentration des noyaux glaçogènes est réduite par un facteur de réduction $F_r = 1000$ (la courbe rouge).

On peut remarquer qu'aux températures de l'air de 0°C à -15°C la concentration des noyaux glaçogènes est très petite tandis qu'aux températures plus froides que -20°C elle devient de plus en plus grande. Donc si on diminue d'un facteur 1000 une concentration déjà faible, la différence en valeur absolue de noyaux glaçogènes est ainsi réduite considérablement de sorte que l'impact de l'acidification des aérosols sur le nombre des noyaux glaçogènes est négligeable. Cependant, si on réduit d'un facteur 1000 une grande concentration des noyaux glaçogènes, qui correspond aux basses températures, la différence devient importante. Ainsi, à basse température, la réduction de noyaux glaçogènes par un facteur 1000 intensifie l'effet Bergeron dans les nuages et favorise la précipitation tandis qu'aux températures chaudes, on élimine à toute fin pratique l'effet Bergeron en réduisant

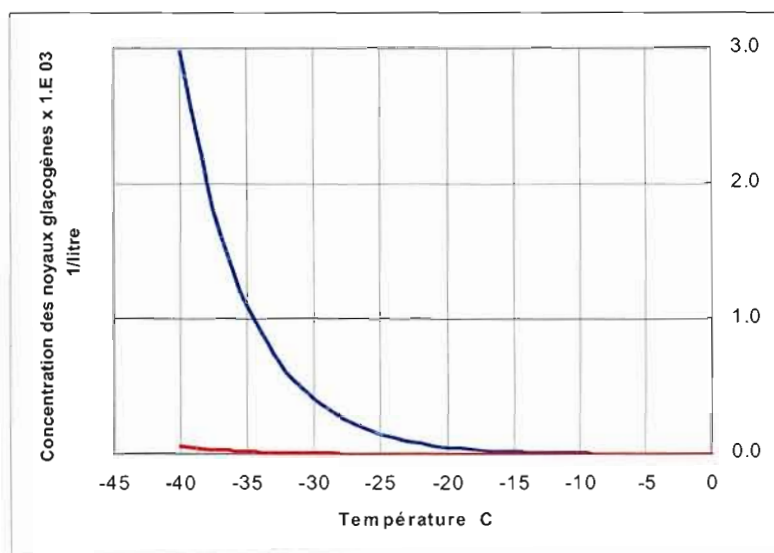


Figure 3.2.3 : La variation de la concentration des noyaux glaçogène en fonction de la température en accord avec le paramétrage de Meyers. Cette variation dans est montrée par la **ligne bleue** pour le scénario des aérosols non-acidifiés et par la **ligne rouge** pour le scénario des aérosols altérés par une forte acidification de sorte que le facteur de réduction est $F_r = 1000$.

pratiquement à 0 la concentration de noyaux glaçogènes. Il se produit alors un effet inverse, c'est-à-dire la formation de nuages en phase liquide constitués de petites gouttelettes et dont l'efficacité de précipitation est réduite (effet Albrecht). Afin d'obtenir plus des détails concernant la variation de la concentration des noyaux glaçogens en fonctions de la température, le lecteur est invité à consulter Gultepe et al. (2001).

Aux endroits froids, dans le scénario d'acidification des aérosols il y a une baisse importante de la concentration des noyaux glaçogènes. Alors, en raison d'une concentration faible des cristaux de glace, la compétition à la déposition de vapeur d'eau est réduite et conséquemment ceux-ci peuvent atteindre des diamètres plus grands que les cristaux formés dans le scénario naturel. La vitesse de chute des cristaux augmente de sorte que l'efficacité de la précipitation augmente dans cette région (voir section 3.2.4). Le résultat est un accroissement substantiel de la glace qui précipite et une diminution significative de contenu en eau solide résidant dans les nuages.

Aux endroits plus chauds, la concentration des noyaux glaçogènes est trop faible de sorte que l'effet Bergeron est pratiquement éliminé. L'acidification des aérosols dans ces régions fait augmenter la concentration de noyaux condensation, de sorte que la concentration des gouttelettes de nuages augmente. Le résultat est un nombre trop grand de gouttelettes de nuages ayant des dimensions très réduites (l'effet Albrecht) qui réduisent l'efficacité des précipitations (voir la figure 3.2.5). Ainsi, le contenu en eau liquide dans les nuages s'accroît.

3.2.3 Couverture nuageuse

La figure 3.2.4 montre la distribution géographique de la moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale, simulée par SIM_PTB (a), par SIM_REF (b) ainsi que les moyennes mensuelles des anomalies (c). On remarque les similitudes entre les distributions spatiales de couverture nuageuse avec des valeurs (exprimées en fraction) variant de 0,45 à 0,95 sur tous les points de la grille. Les moyennes spatiales mensuelles pour chacune des simulations sont de 0,84 et 0,86 pour SIM_PTB et SIM_REF respectivement (voir tableau 3.2.1).

Lorsque la couverture nuageuse simulée est comparée aux ré-analyses ERA-40 du ECMWF (voir figure 3.2.5), on remarque que le simulateur reproduit généralement bien la couverture nuageuse avec des valeurs maximales au-dessus de l'ouest de l'Arctique et des valeurs plus petites au-dessus de l'est de l'Arctique. Cependant, l'incertitude liée à l'observation de la couverture nuageuse en Arctique pendant l'hiver rend toute comparaison très difficile (Curry et al., 1996; Wyser and Jones, 2005). Le programme d'inter-comparaison de modèles régionaux ARCMIP a montré la difficulté générale des modèles à simuler convenablement cette variable durant la campagne de mesures SHEBA (Wyser et al., 2006).

Le paramétrage de la couverture nuageuse et des processus microphysiques devront cependant faire l'objet d'une attention particulière dans le futur lorsque des observations plus précises seront disponibles à grande échelle durant l'année polaire internationale. Dans le contexte actuel, les erreurs liées aux nuages simulés sont donc présentement difficiles à

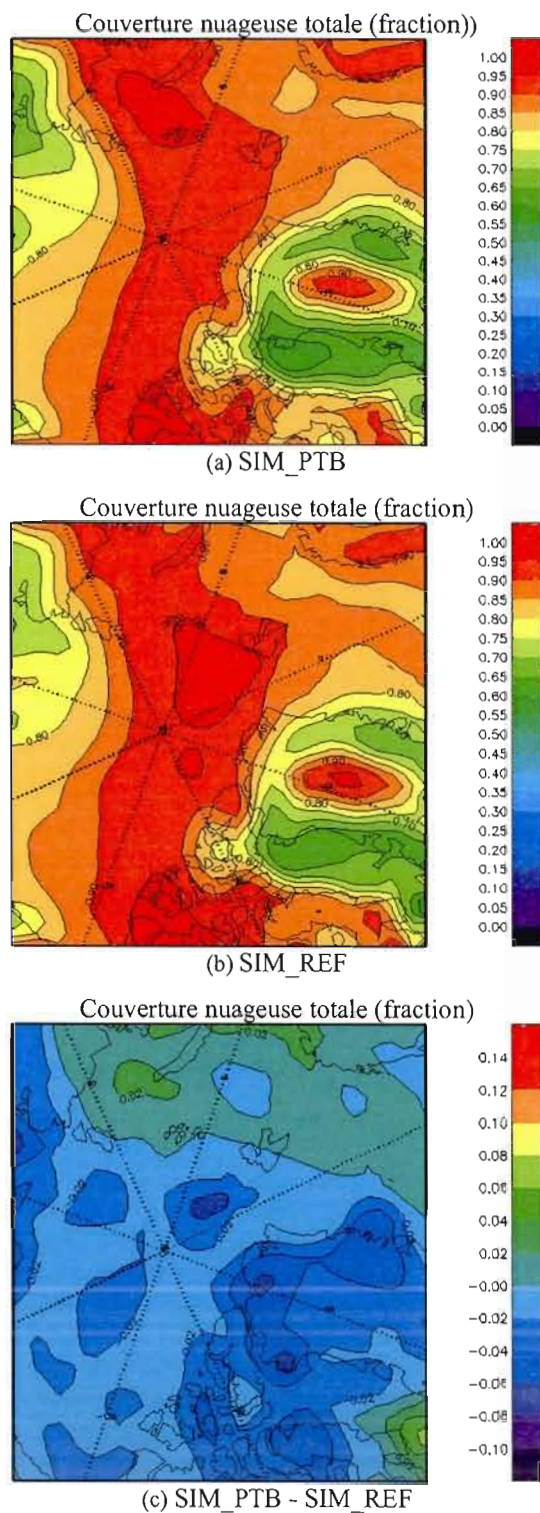


Figure 3.2.4 : Moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale pour le scénario naturel (SIM_REF) (a). Moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale pour le scénario acide (SIM_PT B) (b). Les contours sont tracés tous les 0,05. Anomalies moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale en février simulée (c). Les contours sont tracés tous les 0,02.

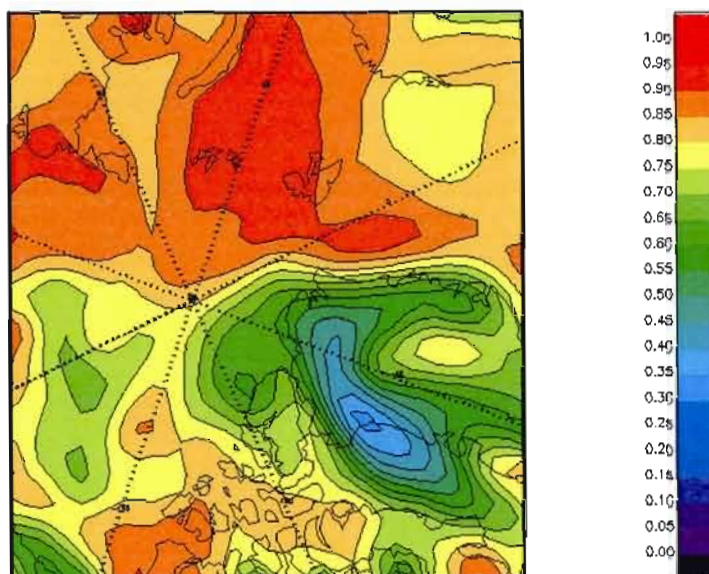


Figure 3.2.5 : Distribution spatiale de la moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale pour le mois de février telle comme résulte des ré-analyses ERA-40 du ECMWF.

évaluer de façon plus précise. Les résultats obtenus dans cette étude devront donc être interprétés dans ce contexte.

Les simulations avec le scénario acide donnent une couverture légèrement plus réduite au-dessus de l'océan Arctique, du Groenland, l'archipel canadien et la péninsule de Taymir, tandis que le scénario naturel donne plus de nuages au-dessus de la Sibérie, la mer de Barents et la mer de Kara, le sud du bassin de Baffin ainsi que le nord de l'océan Atlantique (figure 3.2.4c). Les régions avec les anomalies négatives extrêmes sont le bassin de Nansen et le nord du Groenland. Les anomalies positives maximales se trouvent au-dessus de la mer de Barents et la mer de Kara, ainsi qu'au sud du bassin de Baffin, là où les valeurs sont jusqu'à 0.04. Tel que mentionné précédemment, la plus grande concentration d'aérosols et la température chaude de l'air font augmenter la concentration de noyaux de condensation de sorte que les nuages sont constitués d'un nombre très grand de gouttelettes de plus petits diamètres. En conséquence, l'efficacité de la coalescence des gouttelettes est réduite et ainsi l'efficacité des précipitations décroît. Le temps de vie des nuages s'accroît également. Les anomalies de la couverture nuageuse sont bien corrélées avec les anomalies du parcours

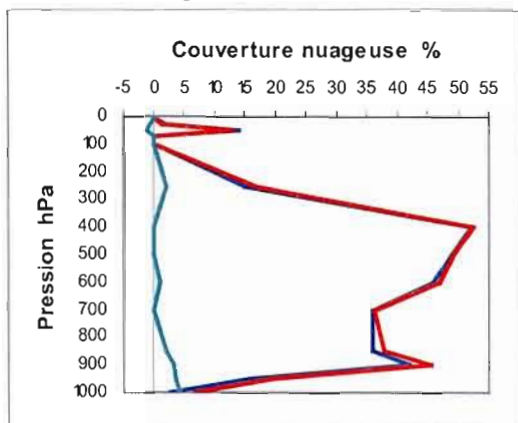
d'eau solide et liquide de nuages. (voir la figure 3.2.2). En effet, on obtient des anomalies négatives de la couverture nuageuse là où les anomalies du parcours d'eau solide sont aussi négatives. Cela se produit dans les régions froides où les anomalies de la concentration de sulfates sont positives. À l'inverse, les anomalies de la couverture nuageuse sont positives dans les régions plus chaudes d'Europe du Nord qui sont caractérisées par des fortes anomalies positives du parcours d'eau liquide de nuage et de sulfates. L'acidification des aérosols tend donc à accroître la couverture nuageuse au-dessus des régions tempérées de l'Europe du Nord et à diminuer la couverture nuageuse au-dessus des régions froides.

Les distributions verticales de la moyenne mensuelle de la couverture totale de nuages moyennée sur le domaine sont représentées dans la figure 3.2.6 pour SIM_PTB et SIM_REF ainsi que la distribution verticale de la moyenne mensuelle des anomalies moyennée sur le domaine. La figure 3.2.6a montre le profil vertical au-dessus de la mer libre. La couverture de nuages présente deux maximums, l'un dans la basse troposphère au niveau de 900 hPa (0,45 et 0,42 respectivement) et l'autre dans l'étage moyen au niveau de 400 hPa (0,52 dans les deux scénario). Les anomalies positives de la couverture nuageuse dans ces régions chaudes sont donc confinées dans les trois premiers kilomètres au-dessus de la surface.

Le profil vertical de la couverture nuageuse au-dessus de la glace est montré dans la figure 3.2.6b. La couverture nuageuse dominante se trouve dans l'étage du bas de la troposphère avec le maximum au niveau de 1000 hPa (0,80 pour SIM_PTB et 0,85 pour SIM_REF). Un deuxième maximum, plus petit (0,45 et 0,50 respectivement), se situe à 400 hPa. L'inversion de la température (voir la figure 3.1.10a), caractéristique de la région arctique au-dessus de la glace de mer pendant l'hiver, provoque une inversion de l'humidité relative, alors que la formation des nuages est favorisée dans les bas niveaux.

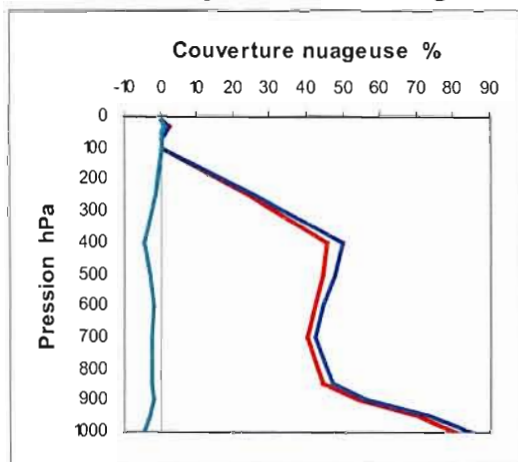
Les résultats pour le domaine entier (figure 3.2.6c) montrent que la couverture nuageuse totale plus élevée se trouve dans la couche limite. Les valeurs maximales de 0,61 pour SIM_PTB et de 0,64 pour SIM_REF sont situées à 1000 hPa. Une autre couche avec des nuages importants est située entre 600 et 400 hPa avec un maximum à 500 hPa (0,45 et 0,46).

Couverture nuageuse au-dessus de la mer libre



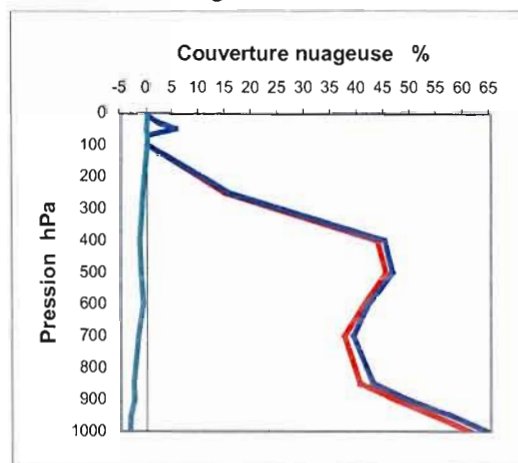
(a)

Couverture nuageuse au-dessus de la glace



(b)

Couverture nuageuse sur tout le domaine



(c)

Figure 3.2.6 : Profil vertical de la moyenne mensuelle de la couverture nuageuse totale par couche moyennée spatiale au-dessus de la mer libre (a), au-dessus de la glace (b) et sur tout le domaine (c). La ligne bleue représente le profil vertical pour SIM_REF, la ligne rouge le profil vertical pour SIM_PTB et la ligne verte le profil vertical des anomalies.

À partir du niveau 400 hPa, la couverture nuageuse totale décroît avec l'altitude. Les anomalies entre les deux simulations dans la verticale montrent une structure complexe. En regardant les résultats pour les différentes surfaces (glace, eau), nous remarquons que l'importante couverture de nuages dans la couche limite provient principalement de nuages simulés au-dessus de la glace.

3.2.4 Précipitations

(2) *Puisque les cristaux précipitent plus rapidement, il y a augmentation du flux d'eau de l'atmosphère vers la surface et une déshydratation accélérée de la masse d'air.* (Girard, 1998).

La figure 3.2.7 montre la distribution spatiale de la moyenne mensuelle du taux de précipitation, simulée pour les scénarios acide et naturel, ainsi que la distribution des moyennes mensuelles des anomalies de taux de précipitation. La distribution spatiale ainsi que la quantité de précipitation simulée pour le mois février ont les mêmes caractéristiques moyennes que les précipitations climatologiques mensuelles du même mois provenant des réanalyses NCEP (www.cdc.noaa.gov). Cela suggère que le modèle puisse simuler d'une façon réaliste les caractéristiques climatiques du taux de précipitation pour un mois de février. Les images montrent que les deux scénarios produisent des champs de précipitation qui sont qualitativement semblables. Durant l'hiver, la masse d'air maritime polaire, plus chaud et humide, domine l'atmosphère au-dessus de l'Atlantique du Nord, le nord de la Scandinavie et la mer de Barents. La distribution des moyennes mensuelles du taux de précipitation montre seulement une onde ayant le maximum au-dessus du côté de l'est de la Norvège. Les valeurs des précipitations dans ce secteur se situent entre 1,8 et 4,2 mm/jour (voir la figure 3.2.7a,b). La masse d'air arctique délimitée par la Sibérie centrale à l'est et l'archipel canadien à l'ouest est caractérisée par des températures froides et une faible humidité (voir la section 1.1.2). Ainsi, les précipitations simulées dans ces régions sont faibles avec des valeurs inférieures à 1 mm/jour.

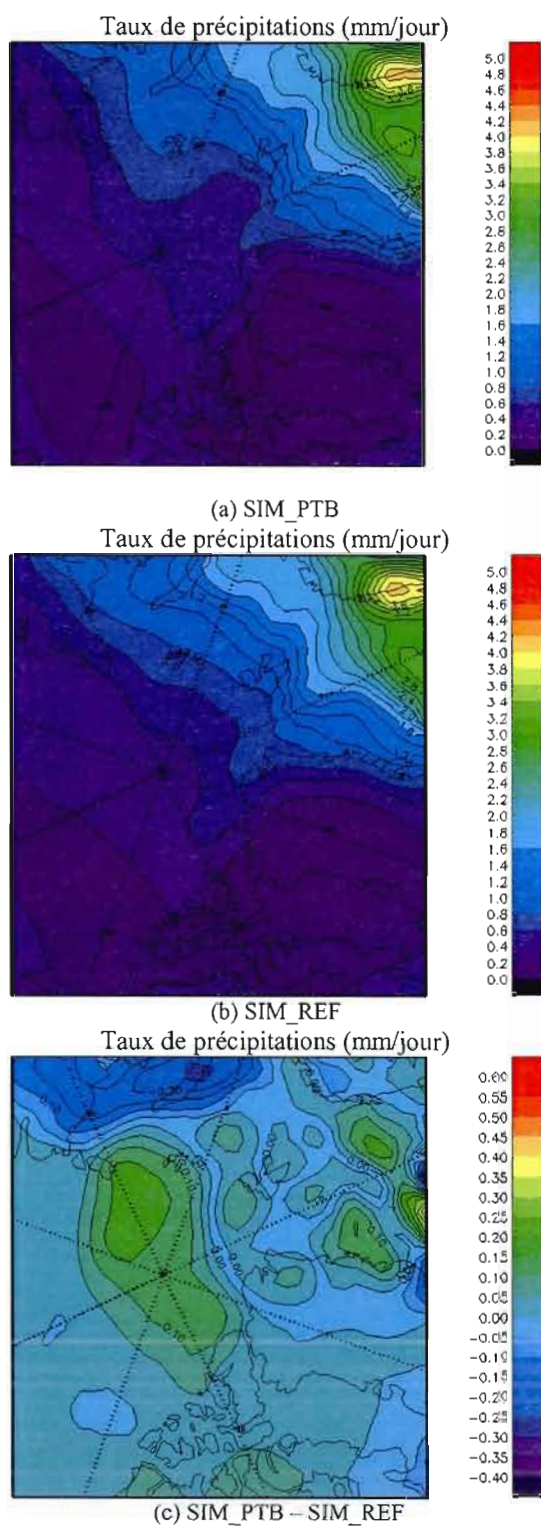


Figure 3.2.7 : Moyenne mensuelle du taux de précipitations en février simulée lors de la simulation SIM_PTB. Les contours sont tracés tous les 0,2 mm/jour (a). Moyenne mensuelle du taux de précipitation en février simulée lors de la simulation SIM_REF. Les contours sont tracés tous les 0,2 mm/jour (b). Moyenne mensuelle des anomalies du taux de précipitation. Les contours sont tracés tous les 0,05 mm/jour (c)

Au-dessus de l'Arctique central, les moyennes mensuelles des anomalies de la concentration de sulfates sont positives avec des valeurs considérablement plus grandes que celles au-dessus de la mer de Barents, de l'Atlantique du Nord et du Groenland. Les températures très froides dans cette région (voir la figure 3.1.7a,b) font que l'acidification des aérosols a un impact notable sur la nucléation hétérogène et homogène des cristaux de glace. Ainsi, la concentration des cristaux de glace est réduite et leur diamètre est plus grand. La vitesse terminale des cristaux est alors augmentée de telle sorte que le taux de précipitation s'accroît dans cette région (voir la figure 3.2.7c). Ainsi, on note une diminution remarquable du parcours d'eau solide (voir la figure 3.2.2a) et du temps de vie des nuages. En conséquence, la couverture nuageuse diminue dans cette région.

Dans les régions plus chaudes, au-dessus des mers de Barents et de Kara, de même qu'au-dessus du nord de la Sibérie, la concentration des noyaux glaçogènes est trop faible de sorte que l'acidification des aérosols lors des événements de pollution anthropique (voir la figure 3.2.1.a) provoque l'augmentation considérable de la concentration des noyaux de condensation. Les nuages formés au-dessus des régions contiennent une concentration élevée des gouttelettes d'eau dont les diamètres sont très petits (l'effet Twomey). Ainsi, le nombre réduit des noyaux glaçogènes, qui élimine pratiquement les processus Bergeron et la concentration très élevée des noyaux de condensation font augmenter le temps de vie des nuages en baissant considérablement le taux de précipitation.

3.2.5 Humidité spécifique

(3) La déshydratation de la basse troposphère implique une réduction de l'effet de serre et un refroidissement de la surface. (Girard, 1998).

La vapeur d'eau est l'un des gaz à effet de serre les plus efficaces dans l'atmosphère. Elle absorbe le rayonnement infrarouge sur la majeure partie du spectre de 1 à 100 μm , sauf dans la fenêtre optique entre 8 et 12 μm . Cette opacité au rayonnement infrarouge agit comme isolant thermique en augmentant le bilan d'énergie de surface et maintient une température du sol plus élevée. En Arctique, durant l'hiver, la sensibilité du climat à la

vapeur d'eau est plus prononcée qu'aux latitudes moyennes en raison de la température très basse. En effet, à ces températures, le maximum du spectre d'émission tellurique se déplace vers les plus basses fréquences qui correspondent à la bande de rotation de vapeur d'eau.

Blanchet et Girard (1994, 1995) ont montré, à l'aide d'un modèle radiatif relativement simple, la sensibilité du climat à la quantité de vapeur d'eau durant la saison froide dans l'Arctique. Une réduction de 10 % de la quantité de vapeur d'eau dans la couche 500-1000 hPa réduit la température de surface de $0,5^{\circ}\text{C}$ après 7 jours de refroidissement radiatif infrarouge.

La distribution spatiale de la moyenne mensuelle de l'humidité spécifique au niveau de 1000 hPa est montrée dans la figure 3.2.8. On constate une bonne similitude entre la simulation du scénario acide (voir figure 3.2.8a) et celle du scénario naturel (voir figure 3.2.8b). Les deux scénarios produisent les zones sèches au-dessus de l'océan Arctique, de l'archipel canadien, la Sibérie centrale et de l'ouest, ainsi que le nord du Canada. D'autre part, le maximum de l'onde d'humidité, pour le scénario acide tant que pour le scénario naturel, se trouve dans la région de l'ouest de la Scandinavie, ayant des valeurs de 4 g kg^{-1} et $3,8\text{ g kg}^{-1}$ respectivement. On remarque également le fort gradient de l'humidité spécifique à la bordure glace-eau.

La figure 3.2.8c montre la distribution spatiale de la moyenne mensuelle des anomalies de l'humidité spécifique à 1000 hPa. Au-dessus de l'Arctique central, l'effet de l'acidification des aérosols et les températures très froides ont produit une augmentation du taux de précipitation dans le scénario acide (voir les sections 3.2.2 et 3.2.4), de sorte que le flux d'eau de l'atmosphère vers la surface est amplifié. Le résultat est la réduction de la quantité de vapeur d'eau dans la basse troposphère de sorte que l'humidité spécifique a une anomalie négative jusqu'à $0,25\text{ g kg}^{-1}$ dans le bassin de Nansen. Par contre, au-dessus du nord de la Sibérie et de la mer de Kara, l'augmentation de la concentration des aérosols et les températures plus chaudes de l'air sont les causes des anomalies positives de l'humidité spécifique en surface, autant qu'en basse troposphère.

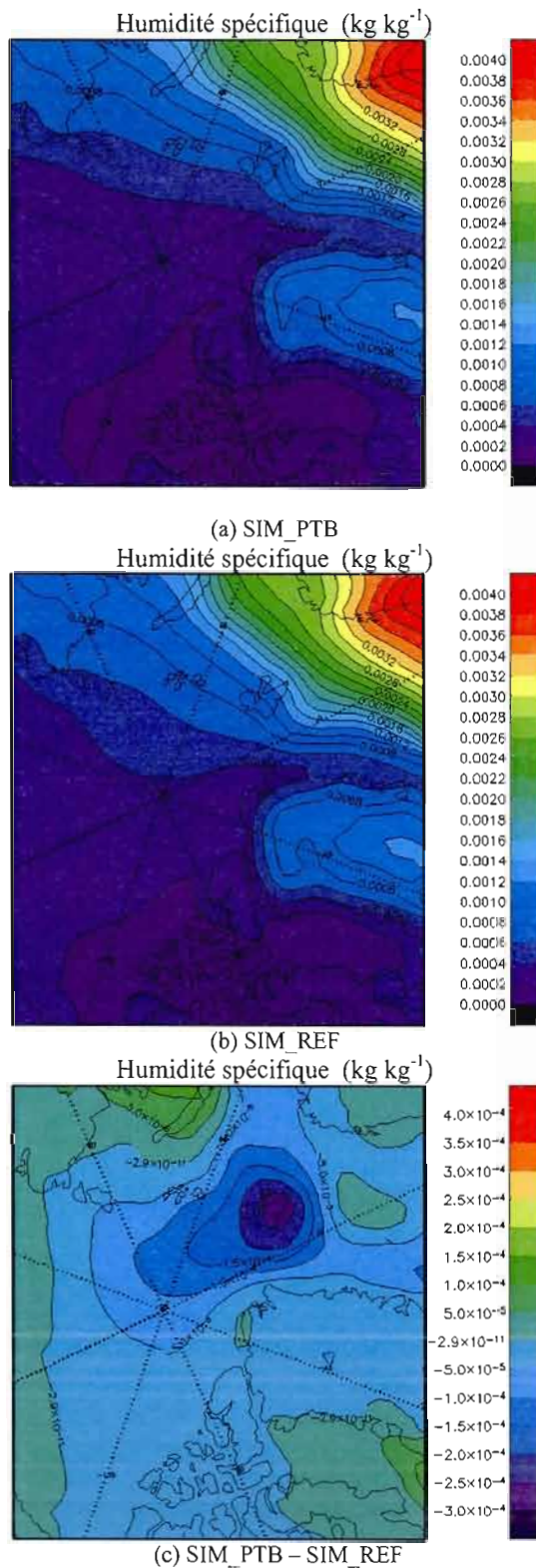


Figure 3.2.8 : Moyenne mensuelle de l'humidité spécifique en février simulée lors de la simulation SIM_PTB. Les contours sont tracés tous les 0,2 g/kg (a). Moyenne mensuelle de l'humidité spécifique en février simulée lors de la simulation SIM_REF. Les contours sont tracés tous les 0,2 g/kg (b). Moyenne mensuelle des anomalies de l'humidité spécifique. Les contours sont tracés tous les 0,05 g/kg (c)

Tel que mentionné dans les sections 3.2.2 et 3.2.4, la réduction du taux de gel hétérogène, en raison de la baisse de la température d'activation de noyaux glaçogènes, est responsable de l'augmentation de la concentration de noyaux de condensation de sorte que les nuages formés ont une concentration plus grande de gouttelettes d'eau dont les dimensions sont plus petites. Le résultat est l'augmentation du temps de vie des nuages et conséquemment la réduction du taux de précipitation (effet Albrecht), de sorte que le flux d'eau de l'atmosphère vers la surface est réduit.

La région au-dessus du bassin de Baffin est caractérisée par des températures très froides, de l'humidité spécifique assez faible et une concentration faible des aérosols acides. Les anomalies positives de l'humidité spécifique au-dessus du bassin de Baffin sont causées par l'advection de l'air plus humide en provenance de l'Atlantique du Nord. Cela est le résultat du changement, dans le scénario acide, de la circulation des masses d'air qui fait augmenter la composante sud du vent en basse troposphère (voir la section 3.2.9).

Les profils verticaux des anomalies mensuelles moyennées de l'humidité spécifique sur toute la grille et sur le domaine défini par le masque de la couverture de la glace de mer sont illustrés sur la figure 3.2.9b,d. Les deux simulations, SIM_PTB et SIM_REF, présentent une inversion de l'humidité spécifique en surface ayant le sommet au niveau de 900 hPa et une amplitude de $0,022 \text{ g kg}^{-1}$ (voir figure 3.2.9b). Au-dessus de la glace de mer, l'inversion de l'humidité spécifique s'amplifie à $0,153 \text{ g kg}^{-1}$ et le sommet s'élève au niveau de 850 hPa (voir figure 3.2.9d). On remarque que le taux de déshydratation de l'air dans la basse troposphère est plus élevé au-dessus de la glace de mer que dans les régions de la mer libre et de la terre. L'explication est le contraste entre la température plus froide de la basse troposphère au-dessus de la glace de mer, ce qui favorise un impact plus grand de l'acidification des aérosols sur les processus de gel hétérogène et homogène (voir la figure 3.2.9a,c).

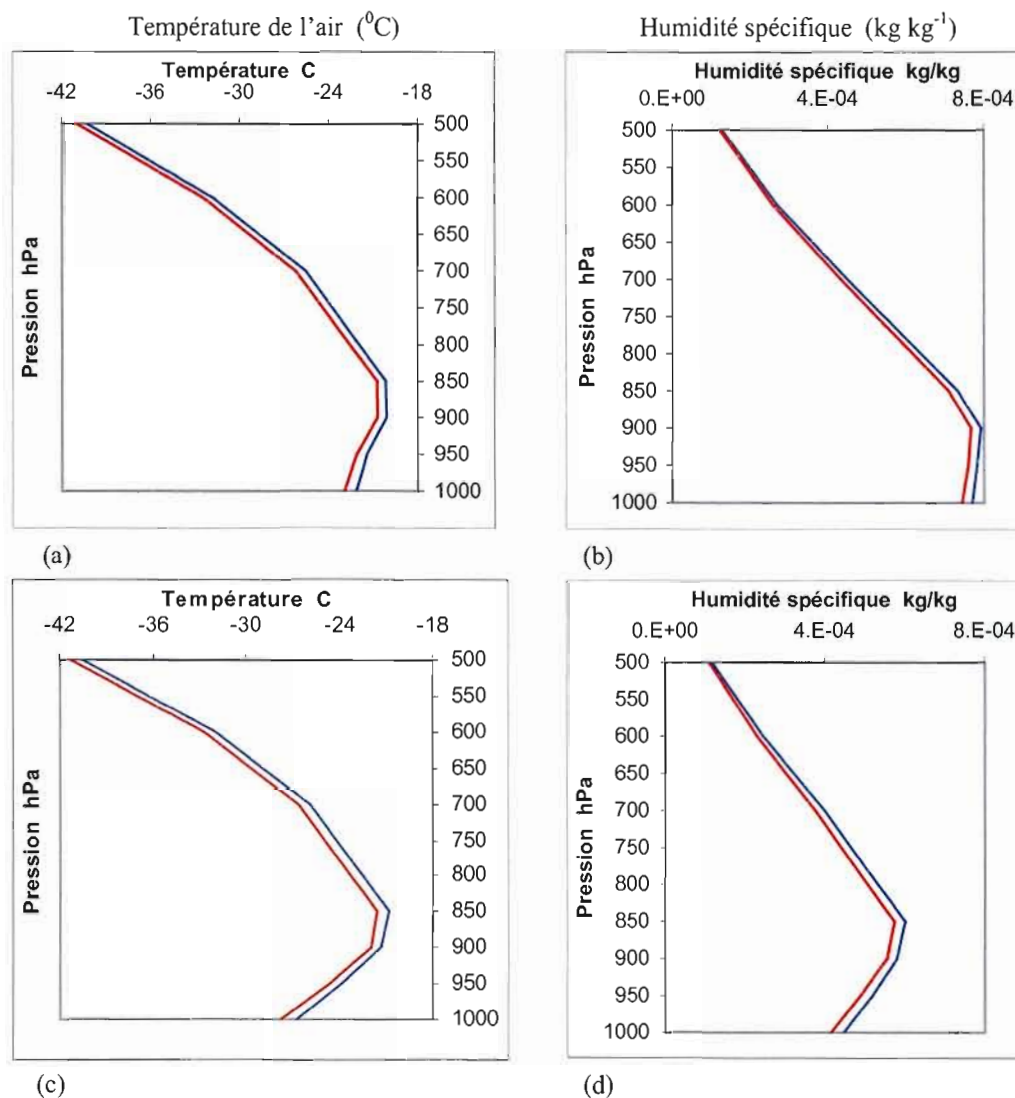


Figure 3.2.9 : Profil vertical de la moyenne mensuelle de la température de l'air moyennée spatiale sur la grille pour la simulation SIM_PTB (la ligne rouge) et la simulation SIM_REF (la ligne bleue) respectivement (a). Profil vertical de la moyenne mensuelle de l'humidité spécifique moyennée spatiale sur la grille pour la simulation SIM_PTB (la ligne rouge) et la simulation SIM_REF (la ligne bleue) respectivement (b). Profil vertical de la moyenne mensuelle de la température de l'air moyennée spatiale sur tous les points de grille couverts par la glace de mer pour la simulation SIM_PTB (la ligne rouge) et la simulation SIM_REF (la ligne bleue) respectivement (c). Profil vertical de la moyenne mensuelle de l'humidité spécifique spatiale sur tous les points de grille couverts par la glace de mer pour la simulation SIM_PTB (la ligne rouge) et la simulation SIM_REF (la ligne bleue) respectivement (d).

Afin d'évaluer quantitativement l'augmentation de la déshydratation de l'atmosphère dans le scénario acide, nous introduisons un nouveau paramètre appelé *l'efficacité de déshydratation* (E_f) et défini par le rapport entre la quantité journalière d'eau précipitée (Q_p) et la quantité journalière d'eau totale en atmosphère (Q_{eau}). La quantité journalière d'eau totale en atmosphère est donnée par l'addition du parcours de l'eau solide, l'eau liquide et la vapeur d'eau pour une période de 24 heures.

$$E_f = \frac{Q_p}{Q_{eau}} \cdot 100 \quad (3.2.1)$$

La figure 3.2.10 présente la distribution spatiale des anomalies moyennes mensuelles de l'efficacité de déshydratation dans tous les points de la grille du domaine libre. On remarque qu'au-dessus de la glace de mer, les anomalies de l'efficacité de déshydratation varient d'une région à l'autre. Dans la région de l'Arctique central et l'archipel canadien, les résultats des simulations montrent des anomalies positives relativement élevées de l'efficacité de déshydratation aux endroits où la température de l'air est la plus froide et la concentration des aérosols acides (voir la figure 3.2.1) est la plus élevée. Cela montre qu'une acidification substantielle des aérosols, en modifiant la température de nucléation hétérogène et homogène, augmente l'efficacité des précipitations, et conséquemment le RDES, dans les régions dont les températures sont plus froides. En contraste avec ces régions, en Arctique de l'Ouest et le sud du Bassin du Baffin, la température est aussi très froide mais en raison d'une faible concentration des aérosols sulfatés, la réduction de la concentration des noyaux glaçogènes est petite. Par conséquent, l'impact sur le taux de précipitation et sur l'efficacité de déshydratation est négligeable.

Dans les régions de la Sibérie du Nord, des mers Kara et Barents, de l'Atlantique du Nord, les températures sont plus chaudes qu'au-dessus des régions couvertes par la glace de mer. Ici, l'augmentation de la concentration des aérosols liée à l'acidification des aérosols a comme résultat l'apparition de l'effet Albrecht dans les nuages de sorte que l'efficacité des précipitations baisse et le temps de vie des nuages s'accroît. Ainsi, les résultats des

simulations montrent un patron des anomalies mensuelles négatives de l'efficacité de déshydratation.

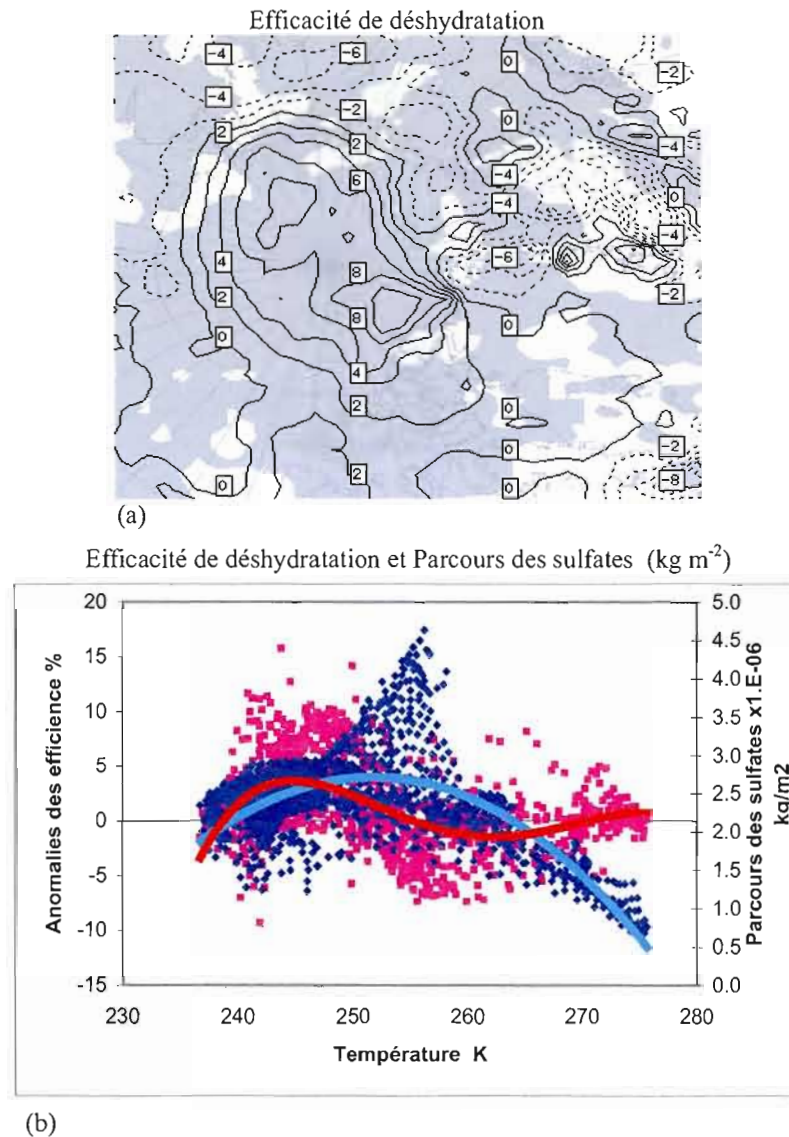


Figure 3.2.10 : Distribution spatiale des moyennes mensuelles des anomalies de l'efficacité de la déshydratation et les régions où les résultats sont statistiquement significatifs (zones ombragés) (a) La distribution des anomalies mensuelle de l'efficacité de déshydratation (**les pointes rouges**) et le parcours des sulfates (**les pointes bleues**) en fonction de la température de l'air au niveau de 1000 hPa pour les pointes de grille couvertes par la glaces de mer (b). Les lignes représentent les courbes de régression polynomiales d'ordre 3.

La figure 3.2.10b montre la distribution des anomalies mensuelles de la concentration des sulfates et de l'efficacité de la déshydratation ainsi que la distribution des moyennes mensuelles de la concentration des sulfates en fonction de la température de l'air en surface. On constate qu'aux endroits très froids (la température plus petite que 255 K) l'effet de l'acidification des aérosols est l'accroissement de l'efficacité de déshydratation malgré la concentration des sulfates plus petite que dans les régions plus chaudes (la température plus grande que 255 K) où l'acidification des aérosols réduit l'efficacité de déshydratation.

Tel que mentionné précédemment (voir la section 3.2.2), l'acidification des aérosols réduit considérablement la concentration des noyaux glaçogènes là où celle-ci est grande donc dans les endroits très froids. Ainsi, le processus Bergeron est moins efficace. Le résultat est une concentration faible des cristaux de glace ayant des gros diamètres. La vitesse limite des cristaux augmente de sorte que l'efficacité de la précipitation accroît, le flux d'eau de l'atmosphère vers le sol augmente et l'atmosphère se déshydrate. L'effet radiatif net est une diminution du rayonnement infrarouge de haut vers le bas et le renforcement de l'inversion de la température dans la basse troposphère. Alors, le refroidissement en surface en se propageant dans la couche limite planétaire peut augmenter le taux de déshydratation, en établissant une rétroaction entre le forçage radiatif des gaz à effet de serre et la déshydratation de l'atmosphère. Donc, dans les endroits très froids le résultat de l'acidification des aérosols est l'effet RDES.

Par contre, dans les endroits plus chauds la concentration des noyaux glaçogènes est aussi réduite de sorte qu'une acidification faible ou forte des aérosols produit une réduction moindre du nombre des noyaux glaçogènes. De plus, l'augmentation de la concentration des aérosols dans ces régions chaudes mène à un accroissement substantiel de la concentration des noyaux de condensation dans les nuages. Le résultat est que dans les nuages il y a une grande concentration des gouttelettes d'eau ayant des diamètres petits. Ainsi, l'efficacité de la précipitation baisse tandis que le temps de vie des nuages augmente. Donc, dans les régions chaudes, l'effet Albrecht fait baisser l'efficacité de déshydratation. Cela confirme l'hypothèse que dans un scénario de l'acidification des aérosols, la température de l'air peut jouer le rôle de « commutateur » entre le RDES et l'effet Albrecht.

3.2.6 Rayonnement IR vers le bas

Outre la température de la basse atmosphère, le flux du rayonnement IR vers le bas en surface est lié directement à la quantité d'eau existant dans l'atmosphère sous toutes ses formes : vapeur, gouttelettes et cristaux. La configuration triangulaire de la molécule H_2O lui permet d'entrer soit dans un état de vibration soit dans un état de rotation selon la fréquence du rayonnement absorbé par la molécule. La vibration se fait lors de l'absorption du rayonnement de haute fréquence, tandis que la rotation arrive lors de l'absorption du rayonnement de grande longueur d'onde (le rayonnement infrarouge). La plage de longueur d'onde entre $8\ \mu m$ et $12\ \mu m$ est appelée la fenêtre optique de la vapeur d'eau, signifiant que cette molécule absorbe peu le rayonnement de ces fréquences.

Toutefois, il faut noter que le spectre d'absorption de l'eau liquide et solide ne possède pas cette fenêtre optique principalement à cause des forces intermoléculaires plus grandes existant dans ces états. Selon Girard et al. (2005), aux températures très basses, une petite variation de la quantité d'eau (vapeur d'eau, cristaux de glace ou gouttelettes d'eau) a un impact très grand sur la radiance de l'atmosphère. Alors, la présence de la vapeur d'eau et des nuages dans l'atmosphère fait augmenter d'une façon considérable la quantité de rayonnement IR absorbée et réémise vers le bas. La déshydratation de l'atmosphère est donc un processus susceptible de modifier substantiellement la quantité de rayonnement IR incident à la surface.

La figure 3.2.11 montre la distribution spatiale du flux du rayonnement IR vers le bas en février pour le scénario acide (figure 3.2.11a) et pour le scénario naturel (figure 3.2.11b). Les distributions spatiales du flux infrarouge incident à la surface reflètent l'effet combiné de la température, la présence de la vapeur d'eau et des nuages dans l'atmosphère. Pour chaque scénario, le patron du rayonnement IR vers le bas présente un maximum d'environ $280\ Wm^{-2}$ et $270\ Wm^{-2}$ respectivement, situé au-dessus de la mer de Norvège. Les images montrent aussi un fort gradient du flux de rayonnement IR qui reproduit d'une manière remarquable la zone d'interface entre la glace de mer et l'eau libre. Il faut remarquer que la même zone

d'interface glace - eau libre a été obtenue aussi pour la température de l'air et l'humidité spécifique rayonnement à 1000 hPa.

La figure 3.2.11c montre la distribution de la moyenne mensuelle des anomalies de flux IR vers le bas. On remarque la bonne corrélation spatiale des anomalies du rayonnement IR vers le bas et celles de l'humidité à 1000 hPa. La déshydratation de l'atmosphère causée par l'acidification des aérosols provoque donc une diminution du rayonnement infrarouge vers le bas en surface. Les résultats montrent une réduction du rayonnement IR incident à la surface de -12 W m^{-2} dans le bassin de Nansen, tandis que dans l'archipel canadien cela est légèrement plus grand que -3 W m^{-2} .

Par contre, au-dessus du bassin de Baffin et de la mer de Kara, là où l'acidification des aérosols a produit l'accroissement de la couverture nuageuse, contenu en eau solide ou liquide et de l'humidité spécifique (les causes ont été décrites dans les sections 3.2.2, 3.2.3, 3.2.5), l'effet radiatif est l'augmentation du rayonnement IR incident à la surface jusqu'à 10 W m^{-2} . Toutes les variations du forçage radiatif en surface produisent des changements de la température en surface en accord avec chaque bilan radiatif.

3.2.7 Température de surface (TS)

La température de surface, dans le modèle NARCM, est calculée selon l'équation suivante (voir annexe A) :

$$F_{g0} = (1 - \alpha_{sfc})F_s^\downarrow + F_l^\downarrow - \varepsilon\sigma T_{sfc}^4 + Q_H + Q_E \quad (3.2.2)$$

où F_{g0} est le flux de chaleur entre le sol et l'atmosphère, T_{sfc} est la température du sol, α_{sfc} est l'albédo de la surface, F_s^\downarrow est le flux du rayonnement solaire vers le bas à la surface, F_l^\downarrow est le flux du rayonnement infrarouge atmosphérique vers le sol, $\varepsilon\sigma T_{sfc}^4$ est le flux du rayonnement infrarouge émis par le sol, Q_H et Q_E sont les flux de chaleur sensible et latente à la surface.

Sur les continents et sur la glace de mer, la température de surface dépend du profil vertical de la température de l'air et de l'humidité, de la couverture nuageuse et de l'albédo de la surface, principalement par les processus radiatifs. En même temps, la température de surface influe ces champs de sorte que le couplage entre ces variables peut déterminer l'évolution de l'état climatique du système. Pendant l'hiver arctique, en absence du rayonnement solaire, le terme dominant du bilan radiatif est le flux du rayonnement IR vers le bas.

La figure 3.2.12 présente la moyenne mensuelle de la température de surface en février, simulée par NARCM pour les régions couvertes par la glace et la terre, et prescrite aux valeurs climatologiques sur les points d'eau libre. Les figures (a) et (b) montrent les sorties du modèle pour les scénarios acide et naturel respectivement tandis que la figure (c) montre les anomalies de la température de surface. On constate que les distributions de température de surface des deux scénarios ont beaucoup de similitudes.

On remarque que pour les deux scénarios les simulations produisent un climat froid dans les mêmes régions, c'est-à-dire la Sibérie centrale et l'océan Arctique dont la température est de -24°C à -40°C , l'archipel canadien et le Groenland où les températures varient de -40°C à -60°C . Quant aux régions plus chaudes, les simulations produites avec les deux scénarios montrent qu'on trouve aussi les mêmes régions dont les températures en surface sont plus élevées (de -8°C à 8°C), c'est-à-dire la mer de Barents, l'Atlantique du Nord et le nord de la Norvège.

La température de surface obtenue dans SIM_PTB est plus froide que celle de SIM_REF pour la plupart des points couverts par la glace et la terre. Les anomalies les plus grandes (voir figure 3.2.12c) se trouvent dans l'Arctique centrale (-3.0°C), l'archipel canadien et le côté nord du Groenland (-1.5°C). Ces écarts sont causés par les anomalies dans les champs de rayonnement IR vers le bas à la surface (voir figure 3.2.10c) et de l'humidité spécifique (voir figures 3.2.8c 3.2.9b,d) obtenues dans le scénario acide. Sur la mer de Kara et le sud du bassin de Baffin, les anomalies sont positives ayant des valeurs légèrement supérieures à 1°C .

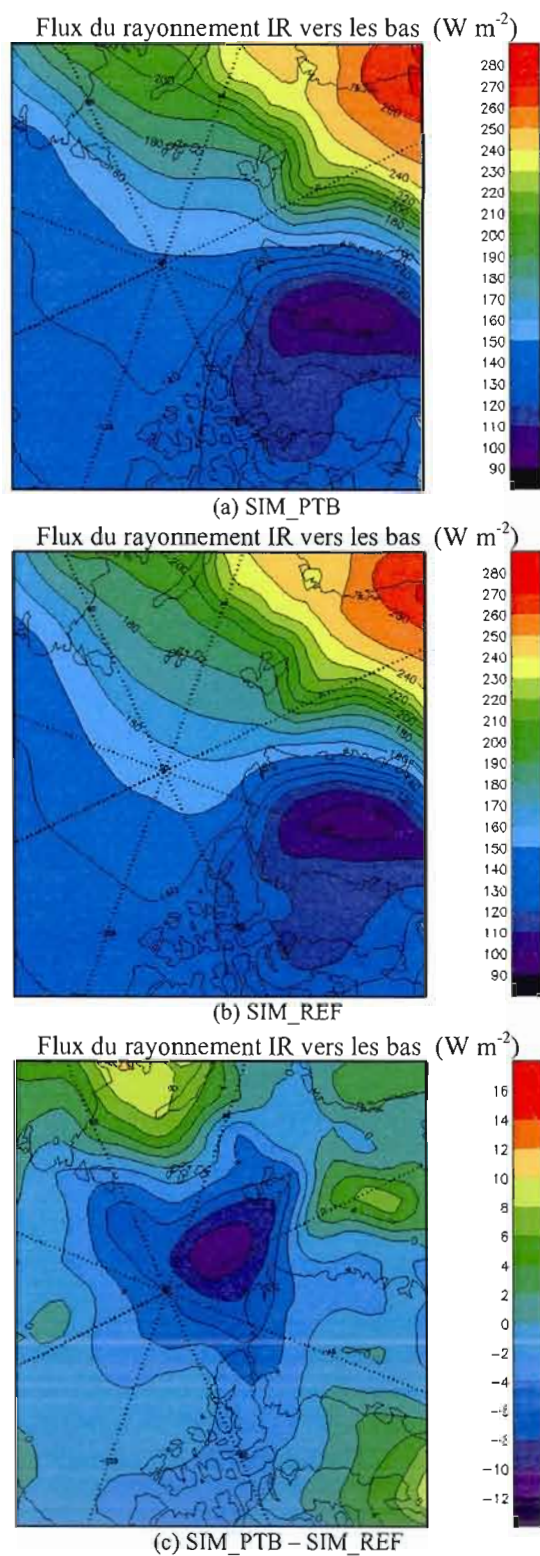


Figure 3.2.11 : Moyenne mensuelle du flux du rayonnement IR vers le bas en février simulée lors de la simulation SIM_PTB (a) et SIM_REF (b). Les contours sont tracés tous les 10 W m^{-2} . Moyenne mensuelle des anomalies entre les deux simulations (c). Les contours sont tracés tous les 2 W m^{-2} .

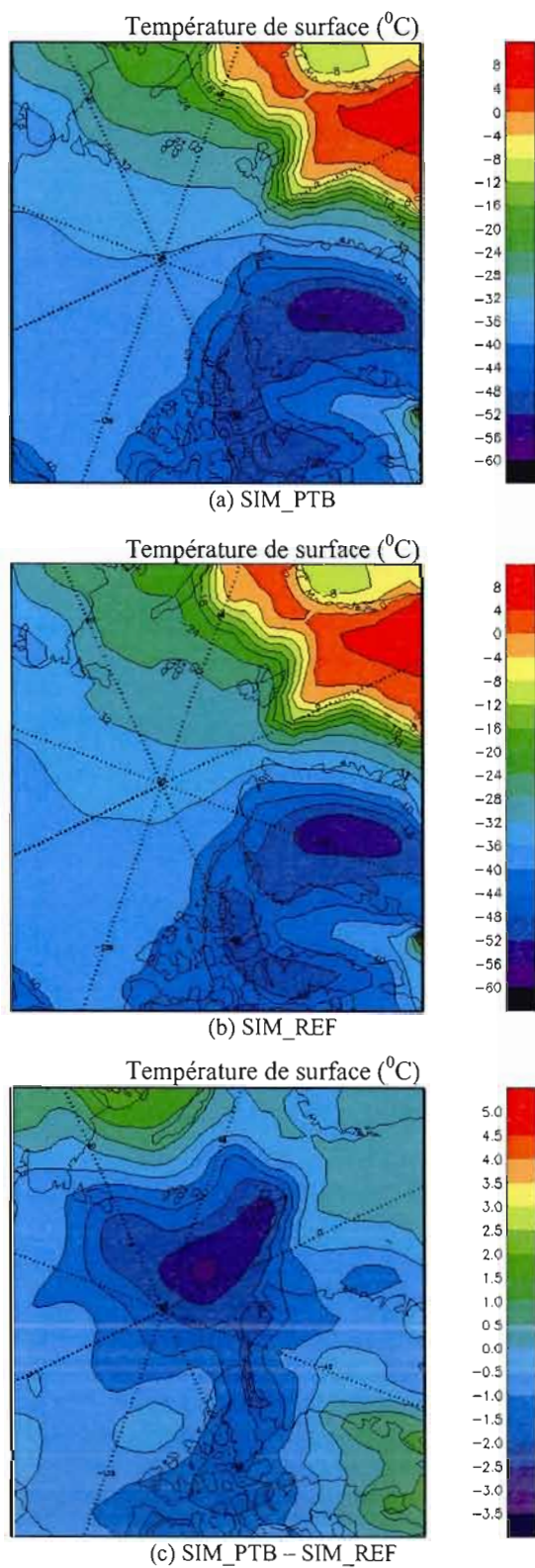


Figure 3.2.12 : Moyenne mensuelle de température de surface en février pour la simulation SIM_PTB (a) et pour SIM_REF (b). Les contours sont tracés tous les 4°C . Moyenne mensuelle des anomalies entre les deux simulations (c). Les contours sont tracés tous les $0,5^{\circ}\text{C}$.

3.2.8 Température de l'air

(4) *Le refroidissement en surface accentue la condensation dans la basse atmosphère et le taux de déshydratation. Cette rétroaction positive accélère l'intensification de l'inversion de surface.* (Girard, 1988)

Les simulations effectuées avec les deux scénarios différents montrent une distribution spatiale similaire de la température de l'air à 1000 hPa (voir la figure 3.1.7a,b). On constate aussi de bonnes similitudes entre cette distribution spatiale et celle de l'humidité spécifique, du rayonnement IR vers le bas et de la température de surface. La différence entre les températures de l'air en surface, obtenues pour les deux scénarios des aérosols, est montrée dans la figure 3.1.7c. Les anomalies négatives, qui évoquent un refroidissement, se trouvent au-dessus de l'océan Arctique, le nord de la Scandinavie, l'océan Atlantique du Nord et le Groenland. Les valeurs extrêmes des anomalies négatives sont autour de 3.4°C , et se trouvent dans le bassin de Nansen. Dans le bassin de Baffin, on remarque un réchauffement jusqu'à 2.3°C qui est en accord avec les anomalies positives de l'humidité spécifique et de rayonnement IR vers le bas, ainsi que l'accroissement de la couverture nuageuse. Une autre zone de réchauffement est le nord de la Russie, là où l'accroissement de la couverture nuageuse, à cause du flux des aérosols anthropiques et de la source de vapeur d'eau de la mer de Barents, provoque un forçage positif.

La figure 3.2.9 montre les profils verticaux de la température mensuelle moyennée sur toute la grille (figure 3.2.9a) et sur tous les points de grille couverts par la glace de mer (figure 3.2.9c). Ceux-ci présentent des caractéristiques similaires dans les deux scénarios. L'inversion de la température est présente dans la couche inférieure de la troposphère entre 1000 hPa et 900 hPa ayant l'amplitude de $2,1^{\circ}\text{C}$. Dans la couche limite et la basse troposphère, SIM_PTB est plus froid par rapport à SIM_REF, avec un écart maximal d'environ $0,8^{\circ}\text{C}$. Le refroidissement est plus important dans les régions couvertes par la glace. On remarque qu'au-dessus de la glace de mer, l'air est plus froid avec un écart à la surface de $4,4^{\circ}\text{C}$ et le sommet de l'inversion de la température s'élève au niveau de 850 hPa.

avec une amplitude de $5,9^{\circ}\text{C}$. L'anomalie de la température au niveau de 1000 hPa atteint $1,1^{\circ}\text{C}$.

Les figures 3.2.9b et 3.2.9d montrent les profils verticaux de l'humidité spécifique mensuelle moyennée sur toute la grille et sur tous les points de grille couverts par la glace de mer respectivement. On constate aussi l'amplification de la déshydratation dans la région au-dessus de la glace de mer. De plus, les distributions spatiales de la concentration de sulfates intégrée à la verticale (voir figure 3.2.1) montrent des anomalies positives plus grandes au-dessus de la glace de mer qu'au-dessus de la mer libre. Il semble que les conditions créées par la couverture de glace, la température très basse de la surface autant la concentration élevée de sulfates favorisent la RDES.

3.2.9 Transport des sulfates

La figure 3.2.13 présente les séries temporelles journalières des anomalies du parcours des aérosols sulfatés (a), du parcours d'eau totale dans l'atmosphère (b et c), du taux de précipitation (b), du flux du rayonnement IR incident à la surface (c et d) et de la température de l'air au niveau de 1000 hPa (d) moyennées spatial dans le domaine des points de grille couverts par de la glace de mer. Pour toutes les séries temporelles, on peut remarquer que les amplitudes des anomalies sont moindres dans les premières deux semaines que dans les dernières deux semaines. Alors, dans le premier intervalle de temps la moyenne des anomalies du parcours de sulfate ($1,02 \mu\text{g}/\text{m}^2$) est plus petite que celle ($1,23 \mu\text{g}/\text{m}^2$) du deuxième intervalle. Cela montre que l'acidification des aérosols est plus importante dans la deuxième partie du mois de février, en offrant une explication pour l'allure des diagrammes 3.2.13b,c,d. La valeur moyenne des anomalies du parcours d'eau liquide dans les premiers quatorze jours est de $-10,04 \text{ g}/\text{m}^2$ tandis que dans la deuxième période la moyenne est de $-259 \text{ g}/\text{m}^2$ (voir figure 3.2.13b). On constate aussi que dans la première période, il y a une légère baisse de -4% du taux des précipitations tandis que, dans la deuxième période il y a un accroissement de 10% du taux de précipitation dans le scénario perturbé, par rapport au celui de référence. Ainsi, le coefficient de la corrélation temporelle entre les anomalies du taux de précipitation et du parcours d'eau totale en atmosphère est de 0,75.

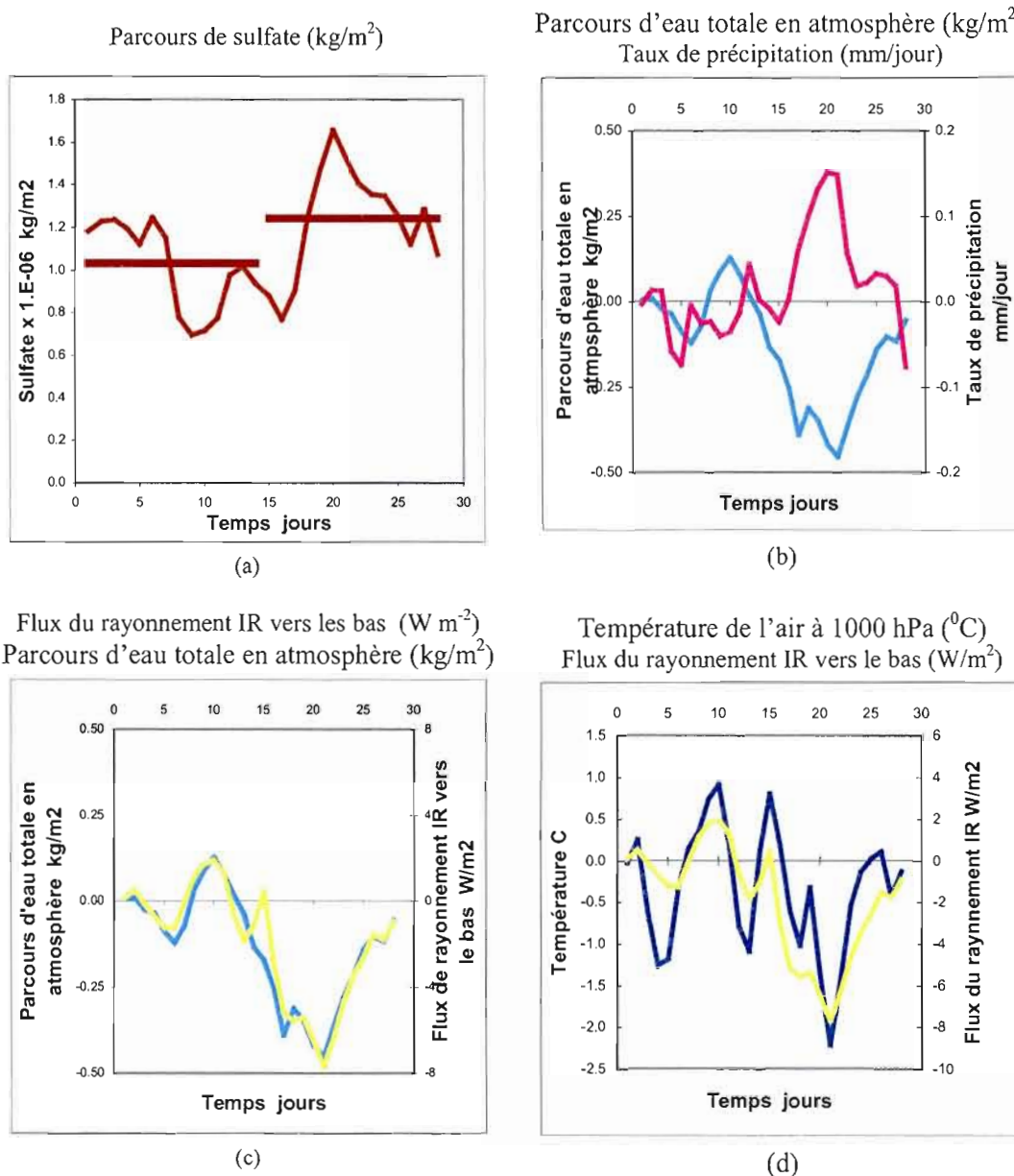


Figure 3.2.13 : Série temporelle des moyennes journalières des anomalies moyennées spatiales dans le domaine des points de grille couverts par la glace de mer. La ligne marron représente le parcours du sulfate. Les lignes grosses représentent les valeurs moyennes des anomalies pour les deux intervalles de temps. La ligne bleue représente le parcours d'eau totale en atmosphère, la ligne violette représente le taux de précipitation, la ligne jaune représente le flux du rayonnement IR et la ligne bleue foncée représente la température de l'air à surface.

Les séries temporelles nous permettent également de constater l'impact de la déshydratation de l'atmosphère sur le forçage radiatif en surface (voir figure 3.2.13c). Une très bonne corrélation temporelle de 0,95 a été trouvée entre les anomalies d'eau totale en atmosphère et les anomalies du flux du rayonnement infrarouge vers le bas ce qui est expliqué par le fait que durant l'hiver l'atmosphère est généralement presque saturée dans ces régions. Ainsi, dans la première période de temps, le flux du rayonnement infrarouge varie de $-0,2 \text{ Wm}^{-2}$ tandis que dans la deuxième période, la variation moyenne est de -4 Wm^{-2} . La figure 3.2.12d nous montre l'effet net de la variation du forçage radiatif en surface sur le refroidissement de la basse troposphère. Dans les deux premières semaines du mois de février, le refroidissement moyen est de $-0,18 \text{ }^{\circ}\text{C}$, ce qui est en accord avec la déshydratation faible de la basse troposphère et la légère baisse du forçage radiatif en surface. Par contre, dans les deux semaines suivantes, le refroidissement est plus important ($-0,58 \text{ }^{\circ}\text{C}$), ce qui représente l'effet d'une déshydratation considérable de l'atmosphère et du décroissement du forçage radiatif en surface. Ainsi, nous avons trouvé un coefficient de corrélation temporelle de 0,72 entre la variation du flux du rayonnement infrarouge vers la surface et le refroidissement dans la basse troposphère.

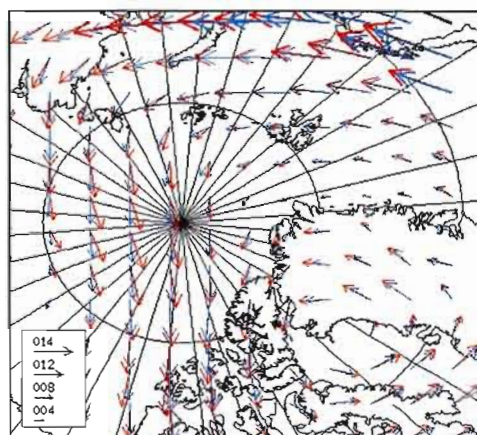
Le contraste entre les deux périodes est causé par le passage des systèmes synoptiques qui injectent des aérosols acides d'origines anthropiques en provenance des latitudes moyennes. Dans la figure 3.2.13a on peut remarquer que dans les deux dernières semaines du mois, les anomalies du parcours du sulfate sont positives et ont un accroissement de 25 % relatif à la première période. Afin d'expliquer les modifications dans le transport méridional des aérosols, il faut qu'on étudie la rétroaction du refroidissement de la basse troposphère en Arctique central sur la circulation atmosphérique. On a déjà vu dans les sections 3.1.2 et 3.2.8 que la baisse de la température de l'air en Arctique centrale se produit en concordance avec un léger réchauffement dans les régions nordiques de l'Europe et de la Sibérie et dans le bassin du Baffin.

L'effet composé de la modification de la pression en surface et le refroidissement/réchauffement de la couche des masses dans les régions arctiques/sous-arctiques est la modification du patron du géopotential de 500 hPa (voir la figure 3.1.5b,c).

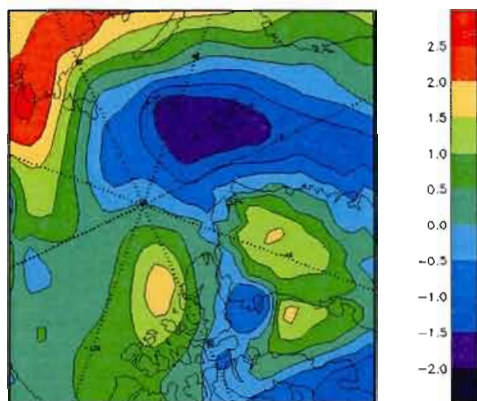
On remarque dans le climat simulé avec le scénario acide l'amplification du creux dirigé vers la mer de Kara de même que le développement de la crête de l'Arctique de l'Ouest vers le bassin de Nansen. Dans le scénario acide, les isohypses sont légèrement plus serrées au nord de l'Eurasie, à l'ouest de l'océan Arctique et au-dessus du Groenland, tandis qu'au-dessus du bassin de Nansen et de la mer de Groenland celles-ci sont légèrement plus éloignées.

La figure 3.2.14 montre que dans le cas perturbé, le vent altitude (flèches rouges) est plus fort au-dessus du nord de la Norvège, des mers de Barents et Kara, le nord de la Sibérie, de même qu'au-dessus de l'archipel canadien et du Groenland. Les anomalies du module du vent varient de $-2,5 \text{ m s}^{-1}$ (au nord de l'île de Spitsbergen) à $2,5 \text{ m s}^{-1}$ (au nord de la Sibérie centrale). On peut constater que la direction du vent provenant de la Sibérie centrale converge vers le bassin de Nansen en raison de la crête développée au-dessus de cette région dans le scénario acide. Ainsi, le refroidissement en Arctique central causé par l'acidification des aérosols produit des modifications de la circulation atmosphérique au-dessus des régions arctiques et sous-arctiques, de sorte qu'il s'avère avoir une rétroaction positive du transport des polluants des latitudes moyennes vers le Pôle Nord. De plus, la figure 3.1.6 montre un léger accroissement de l'écart type mensuel de la hauteur du géopotentiel de 500 hPa pour le climat simulé avec le scénario acide. Cela indique une intensification de l'activité synoptique qui s'avère augmenter l'advection des aérosols anthropiques des moyennes latitudes.

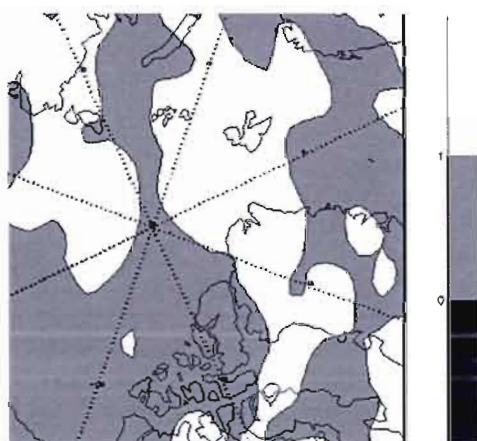
La figure 3.2.14c montre les endroits où les anomalies de la circulation sont statistiquement significatives pour une confiance de 95%. On constate qu'au-dessus de la Sibérie du Nord et du bassin du Baffin, où il y a le refroidissement plus important, les anomalies de la circulation sont statistiquement significatives. Cela appuie l'hypothèse que le refroidissement en Arctique central provoque une rétroaction positive sur la circulation et le transport des aérosols produits aux latitudes moyennes.



(a)



(b)



(c)

Figure 3.2.14 : Le vent moyen mensuel au niveau de 500 hPa (m s^{-1}). Les flèches bleues représentent le vent dans le scénario naturel. Les flèches rouges représentent le vent dans le scénario acide (a). Les moyennes mensuelles des anomalies du module du vent au niveau de 500 hPa (m s^{-1}) (b). Le domaine significatif pour le champ de la moyenne mensuelle des anomalies de la vitesse du vent au niveau de 500 hPa (c). Les régions blanches représentent les endroits où les anomalies du vent sont statistiquement significatives à une confiance de 95%.

		Analyse du NCEP	SIM_PTB	SIM_REF
Moyenne spatiale sur la grille en février	PNM (hPa)	1003.11	1002.72	1001.15
	Géopotential de 500 hPa (dam)	504.91	498.62	499.62
	Température de l'air à 1000 hPa (°C)	-18.34	-22.96	-22.16
Moyenne spatiale de l'écart type en février	PNM (hPa)	10.86	9.84	7.90
	Géopotential de 500 hPa (dam)	9.89	8.39	8.26
	Température de l'air à 1000 hPa (°C)	5.38	4.65	3.60

Tableau 3.1.1: Moyennes mensuelles moyennées spatial des écarts type et celles de la PNM, de la hauteur du géopotential de 500 hPa et de la température de l'air à 1000 hPa, en février, fourni par l'analyse du NCEP et par les simulations SIM_PTB et SIM_REF.

Simulation Variable analysée	Moyenne spatiale sur la toute la grille		Moyenne spatiale sur les points de grille couverts par la glace de mer	
	SIM_PTB	SIM_REF	SIM_PTB	SIM_REF
Température de l'air à 1000 hPa (°C)	-22.96	-22.36	27.97	26.84
Température de la surface (°C)	-32.53	-31.80	34.71	33.69
Couverture nuageuse totale (%)	0.85	0.86	0.85	0.87
Forçage radiatif des nuages (Wm^{-2})	159	161	152	155
L'humidité spécifique à 1000 hPa (g kg^{-1})	0.74	0.77	0.41	0.45
Précipitation (mm/jour)	0.68	0.67	0.44	0.42
Concentration de sulfates intégrée à la verticale (kgm^{-2})	3.3×10^{-6}	2.3×10^{-6}	3.6×10^{-6}	2.5×10^{-6}
Parcours d'eau solide (kgm^{-2})	15.5×10^{-3}	16.6×10^{-3}	15.3×10^{-3}	16.4×10^{-3}
Parcours d'eau liquide (kgm^{-2})	32.3×10^{-3}	26.7×10^{-3}	17.8×10^{-3}	14.3×10^{-3}

Tableau 3.1.2: Moyennes mensuelles en février moyennées spatial sur toute la grille et sur les points de grille couverts par la glace de mer pour les simulations SIM_PTB et SIM_REF.

3.3 Résumé et discussion

Afin d'évaluer *l'effet de l'acidification des aérosols sur la déshydratation et les bilans d'énergie*, nous avons utilisé un modèle à domaine limité (NARCM) qui nous a permis de simuler les *interactions entre les aérosols et les nuages*, pour deux scénarios d'aérosols : *naturel et acide*. Nous avons analysé la rétroaction déshydratation – effet de serre (RDES) en comparant les moyennes des deux ensembles, de 12 simulations chacun, pour les deux scénarios.

Premièrement, nous avons évalué le modèle en comparant les sorties du simulateur avec les analyses des observations provenant du NCEP. De façon générale, le modèle reproduit approximativement les caractéristiques à grande échelle, en ce qui concerne la circulation et la température atmosphérique. Il reflète de manière satisfaisante la distribution spatiale de PNM, en reproduisant la dépression de l'Islande, ainsi que la haute pression sibérienne. Le biais entre les moyennes spatiales mensuelles des simulations et celles de l'analyse du NCEP est plus petit pour le scénario acide (0,39 hPa) que pour le scénario naturel (1,96 hPa).

Quant au patron de la hauteur du géopotential de 500 hPa, on remarque que le modèle reproduit le grand tourbillon arctique, centré au-dessus de l'archipel canadien. Cependant, le modèle sous-estime la hauteur du géopotential par rapport aux analyses du NCEP et déplace le centre du tourbillon vers l'est au-dessus du bassin de Baffin. Ainsi, dans l'Arctique de l'est, le modèle simule un fort gradient du géopotential, qui pourrait produire une surestimation de la circulation, dans cette région.

On constate une bonne similarité entre les sorties du modèle et les analyses du NCEP en ce qui concerne le patron de la température de l'air au niveau de 1000 hPa. Le fort gradient de température est bien reproduit au-dessus de l'interface eau-glace, ainsi que sur les côtés du Groenland. Cependant, on retrouve des biais importants localement entre les températures produites par le modèle et celles des analyses du NCEP. Ainsi, dans le scénario acide, il est, en moyenne spatiale mensuelle, plus froid de 4,62 °C que dans les analyses des observations, tandis que dans le scénario naturel, la température est plus petite de 3,82 °C que celle fournit

par les analyses. Afin d'éliminer les erreurs liées aux résolutions différentes du simulateur et des analyses NCEP, nous avons comparé le champ de température de l'air en surface aux observations provenant de IABP/POLES. Ainsi, nous avons trouvé des différences beaucoup plus petites et restreintes aux endroits où la surface est hétérogène tels qu'au-dessus de l'île Spitsbergen et de la Terre de Franz Josef. Ici, les biais entre les résultats du NARCM et les observations de IABP/POLES sont plus petites avec 2°C que les biais obtenus par rapport aux analyses NCEP tandis que dans les régions nord-est du Groenland ceux-ci atteignent 4°C .

Dans la deuxième partie du chapitre, nous avons comparé les différences entre les simulations réalisées avec les scénarios acide et naturel, concernant : le parcours du sulfate, le parcours de l'eau solide et liquide, la couverture nuageuse, le taux de précipitation, l'humidité spécifique, le flux du rayonnement infrarouge vers le bas, la température de la surface et la température de l'air. Cette comparaison permet d'évaluer la sensibilité du climat arctique à l'acidification des aérosols. À partir de cette comparaison, quelques constats s'y dégagent :

- Les conditions climatiques (le grand anticyclone sibérien et la dépression de l'Islande) et météorologiques (la basse température, le faible taux de précipitation et la forte stabilité atmosphérique) favorisent le transport des aérosols anthropiques produits en Europe centrale et de l'est vers les régions arctiques en passant au-dessus de la Sibérie. Ainsi, dans le scénario acide, il y a un accroissement moyen, relatif au scénario naturel, de 44 % ($3,3 \mu\text{g}/\text{m}^2$ dans SIM_PTB et $2,3 \mu\text{g}/\text{m}^2$ dans SIM_REF respectivement) en ce qui concerne la concentration de sulfates. La croissance plus importante se retrouve au-dessus du bassin du Nansen et atteint $1,5 \mu\text{g}/\text{m}^2$.
- En accord avec la supposition que les aérosols acides anthropiques réduisent la concentration des noyaux glaçogènes en les désactivant, ce que favorise le processus de condensation, on constate que dans le scénario acide, il y a une réduction moyenne du parcours d'eau solide de $1,1 \text{ g}/\text{m}^2$ et une augmentation moyenne du parcours d'eau liquide de $5,6 \text{ g}/\text{m}^2$. La grande différence entre les deux anomalies est donnée par les

grandes anomalies d'eau liquide au-dessus de la mer libre, en raison de la température et de l'humidité spécifique plus élevées dans cette zone.

- La distribution spatiale des moyennes mensuelles des anomalies du taux de précipitation montre qu'au-dessus de la glace de mer, il y a une augmentation des précipitations jusqu'à 0,2 mm/jour (le bassin de Nansen), représentant une hausse relative par rapport au scénario naturel de 30 %.
- La croissance du taux de précipitation amplifie la déshydratation de l'atmosphère dans la basse troposphère. Ceci est confirmé par la distribution spatiale de l'humidité spécifique au niveau de 1000 hPa, ainsi que par le profil vertical des moyennes des anomalies de l'humidité spécifique. Au-dessus du bassin de Nansen, les anomalies varient entre $-0,1$ g/kg et $-0,3$ g/kg, représentant aussi une baisse relative par rapport au scénario naturel de 25 %. Afin d'évaluer quantitativement l'augmentation de la déshydratation de l'atmosphère dans le scénario acide, nous avons introduit un nouveau paramètre appelé *l'efficacité de déshydratation* (E_d). Dans la région de l'Arctique central et l'archipel canadien, les résultats des simulations ont montré un accroissement de l'efficacité de déshydratation dans les endroits où la température de l'air est la plus froide et la concentration des aérosols acides est la plus élevée. Dans les régions de la Sibérie du Nord, des mers Kara et Barents, de l'Atlantique du Nord, les résultats des simulations ont montré une baisse de l'efficacité de déshydratation dans le scénario acide, en raison de la température plus chaude. Ainsi, l'augmentation de la concentration des aérosols liée à l'acidification des aérosols a comme résultat l'apparition de l'effet Albrecht dans les nuages de sorte que l'efficacité des précipitations baisse et le temps de vie des nuages s'accroît.
- La déshydratation dans la basse et moyenne troposphère produit la décroissance du flux du rayonnement infrarouge vers le bas. Les plus importantes anomalies négatives se retrouvent au-dessus du bassin de Nansen dont les valeurs varient de 4 W/m² à 12 W/m², ce qui représente une baisse relative de 10 % par rapport au scénario naturel.

- Puisque l'effet radiatif net est la diminution du rayonnement infrarouge vers le bas alors, le refroidissement de la surface est engendré. Celui-ci se diffuse dans la couche limite planétaire et conséquemment, la basse troposphère subit un refroidissement jusqu'à $3,4^{\circ}\text{C}$ à la surface et un renforcement de l'inversion de la température moyenne dans la basse troposphère de $0,5^{\circ}\text{C}$. Les profils verticaux de l'humidité spécifique et de la température de l'air pour toute la grille et pour tous les points de grille couverts par la glace de mer montrent que l'effet RDES se manifeste davantage au-dessus de la glace de mer, qu'au-dessus de la mer libre et du continent.
- Les séries temporelles des anomalies du parcours d'eau total en atmosphère, du taux de précipitation, du flux de rayonnement infrarouge vers le bas, de la température de l'air et du parcours du sulfate montrent que l'effet RDES est plus grand dans la deuxième partie du mois de février. Une explication possible est que les systèmes synoptiques, en passant au-dessus de l'Arctique central dans cette période, injectent davantage d'aérosols acides anthropiques que dans les deux premières semaines du mois de février, quand l'activité synoptique est réduite.
- Le refroidissement de la basse troposphère en Arctique central produit une rétroaction positive dans le transport des aérosols anthropiques des moyennes latitudes, en raison de la modification de la circulation atmosphérique dans les régions polaires.

CONCLUSIONS

Pendant la saison froide, les systèmes synoptiques se formant dans la forte zone barocline de l'hémisphère nordique injectent de l'air doux et humide des latitudes moyennes dans les régions arctiques. Ainsi, la concentration des aérosols, la température et l'humidité changent continuellement, selon la circulation atmosphérique.

Les observations ont prouvé que l'acide sulfurique anthropique couvre presque toutes les particules d'aérosols du mode d'accumulation pendant la saison froide. Ainsi, une faible concentration des noyaux glaçogènes est souvent associée à la concentration élevée des aérosols acides. Les mesures prises par Borys (1989) au-dessus de l'Arctique ont montré que la concentration de noyaux glaçogènes est de 1 à 4 ordres de grandeur inférieurs pendant un épisode de brume arctique par rapport à des événements plus propres de la période, quand la brume arctique est absente. En fait, les analyses faites par Girard (1998) sur les observations prises à la station d'Alert montrent une augmentation des événements de précipitation de cristaux de glace dans la basse troposphère, lorsque la concentration des aérosols sulfuriques d'origine anthropique est élevée.

Blanchet et Girard (1994, 1995) ont émis l'hypothèse selon laquelle l'existence d'un nouveau processus de rétroaction, le cycle de déshydratation jumelé à l'effet de serre, peut expliquer, du moins en partie, les tendances de température observées durant la saison froide. Ce nouveau mécanisme d'effet indirect des aérosols, *la rétroaction déshydratation-effet de serre* (RDES), implique l'interaction des sulfates anthropiques avec les nuages, la précipitation et le rayonnement infrarouge.

Une première vérification de l'hypothèse a été faite par Girard (1998). Il a comparé deux scénarios de la formation d'une masse d'air arctique par refroidissement radiatif d'une

colonne atmosphérique en utilisant plusieurs modèles : le modèle colonne explicite (MCE), le modèle colonne paramétrique (MCP) et le modèle local du climat (MLC). Les résultats ont montré que la désactivation des noyaux glaçogènes, telle qu'observée par Borys (1989), induit un forçage radiatif en surface de $-2,7 \text{ W/m}^2$, comparable au forçage induit par le doublement du CO_2 mais oppose à celui-ci.

Girard et al. (2005) ont utilisé le MLC en réalisant des simulations pour quatre saisons d'hiver de 1991 à 1994, afin d'évaluer l'impact de l'acidification des aérosols sur les cristaux de glace et l'humidité dans la basse troposphère. Ils ont utilisé une version modifiée du paramétrage du Meyers et al. (1992) pour les processus de gel hétérogène afin d'obtenir la réduction de la concentration des noyaux glaçogènes lors des événements de la pollution acide d'origine anthropique en accord avec les observations de Borys (1989) prises à la station Alert, Canada. Les résultats des simulations 1D ont montré qu'en présence des aérosols anthropiques sont produits des cristaux de glace plus gros dans la basse troposphère en augmentant l'efficacité de la précipitation.

L'objectif principal de cette recherche fut donc d'évaluer l'impact de l'acidification des aérosols sur le climat arctique, pour le mois de février 1990, avec un modèle régional du climat à trois dimensions. Pour y parvenir, nous avons utilisé le simulateur Northern Aerosol Regional Climate Model (NARCM), qui nous a permis de simuler les interactions entre les aérosols et les nuages, pour deux scénarios d'aérosols : naturel et acide. À l'aide du NARCM nous avons évalué la sensibilité du climat arctique à la rétroaction déshydratation - effet de serre (RDES). Notre travail a consisté à incorporer dans le modèle NARCM, le nouveau paramétrage de la concentration de noyaux glaçogènes afin d'obtenir la réduction du nombre des noyaux glaçogènes modulée par la concentration de sulfate (Girard et al., 2005) et de comparer les deux scénarios : (1) en présence d'aérosols naturels et (2) en présence d'aérosols anthropiques.

Le NARCM est un modèle dynamique à domaine limité et non-hydrostatique, avec des paramétrages physiques et une distribution d'aérosols discrétisés en fonction de leur taille.

Les processus paramétrés inclus dans NARCM sont : i) les émissions naturelles et anthropiques des aérosols et leurs précurseurs, ii) la déposition sèche et humide, iii) les transformations physiques et chimiques, iv) le transport, v) l'interaction aérosols-nuages et aérosols-rayonnement électromagnétique.

Afin d'atteindre notre objectif principal, nous avons dû apporter des modifications au schéma de nuage, afin d'y inclure la réduction de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la concentration de sulfates. Nous avons évalué la rétroaction déshydratation – effet de serre (RDES) en comparant les moyennes des deux ensembles de 12 simulations chacun pour les deux scénarios d'aérosols. La technique d'ensemble de simulations a été utilisée afin d'obtenir un meilleur rapport entre le signal généré par le nouveau paramétrage de la réduction de la concentration de noyaux glaçogènes et le bruit produit par la variabilité interne du modèle.

Les comparaisons, relatives au scénario naturel, ont nous amenés aux conclusions suivantes :

1. L'acidification des aérosols produit des effets différents dans les régions sous-arctiques et au-dessus de la mer libre que dans l'Arctique central. Au-dessus de la mer libre et dans les régions sous-arctiques, en raison des températures plus chaudes le taux de la nucléation hétérogène est réduit même si la concentration de sulfates est élevée (la Sibérie centrale) ou est réduite (la mer de Barents et le nord de Norvège). Dans ces régions l'effet de l'acidification des aérosols est la réduction de la concentration de noyaux glaçogènes en raison de la diminution de la température d'activation hétérogène, celle-ci étant plus petite que la température des nuages. Conséquemment, il y a un accroissement de la concentration des noyaux de condensation de sorte que le parcours d'eau liquide augmente jusqu'à 35 g/m^2 . Au contraire, au-dessus de l'Arctique central, l'acidification des aérosols a un impact substantiel sur le taux de la nucléation hétérogène et homogène des cristaux de glace en raison des températures plus froides de l'air. La température dans ces régions étant inférieure à $-14 \text{ }^{\circ}\text{C}$ favorise un taux plus élevé du taux de nucléation hétérogène que

dans les régions plus chaudes. Ainsi, la température froide et la concentration réduite de noyaux glaçogènes (mais pas nulle) sont favorables à l'apparition des processus de Bergeron dans les nuages de même que la déposition de vapeur d'eau sur les cristaux de glace. Les nuages formés dans le scénario acide sont constitués d'une concentration plus faible des cristaux mais dont les diamètres sont plus grands. La vitesse terminale des cristaux de glace accroît, en raison de leurs dimensions plus grandes et par conséquent, le taux de précipitation augmente avec 0,3 mm/jour. Le résultat est l'accroissement du flux d'eau de l'atmosphère vers la surface, en passant par l'état d'hydrométéores, la réduction du parcours d'eau solide jusqu'à 6 g/m². L'augmentation du flux d'eau de l'atmosphère vers la surface fait que la déshydratation de la basse troposphère se renforce, cela étant réfléchi par les anomalies négatives de l'humidité spécifique jusqu'à 0.3 g/kg.

2. L'effet radiatif net est aussi différent d'une région à l'autre. En Arctique central, où la déshydratation de la basse troposphère est substantielle, on constate une diminution du flux du rayonnement infrarouge vers le bas dans le climat simulé avec le scénario acide. Ainsi, les valeurs des anomalies négatives atteignent -12 W/m² dans le bassin de Nansen. Le bilan radiatif en surface se modifie, de sorte qu'elle ait subi à un refroidissement radiatif moyen mensuel jusqu'à 3,5 °C dans le bassin de Nansen. À son tour, le refroidissement se diffuse dans la couche limite planétaire en renforçant l'inversion de la température moyenne en basse troposphère avec 0,5 °C, tandis qu'au bassin de Nansen, il atteint environ 1.1 °C. D'autre part dans les régions sous-arctiques, où l'effet d'acidification des aérosols a été un accroissement de la quantité d'eau dans l'atmosphère, le forçage radiatif est positif de sorte qu'on constate un léger réchauffement en surface.
3. La comparaison entre les profils verticaux de l'humidité spécifique et de la température de l'air pour toute la grille et ceux pour les points de grille couverts par la glace de mer démontre que la RDES se manifeste davantage au-dessus de la glace de mer qu'au-dessus de la mer libre et du continent. Ainsi, le refroidissement moyen de l'air en surface pour toute la grille est de 0,8 °C, tandis que pour tous les points de

grille couverts par la glace de mer, le refroidissement moyen de l'air en surface est de $1,1^{\circ}\text{C}$.

4. Afin d'évaluer quantitativement l'efficacité de la déshydratation de l'atmosphère, nous avons introduit la mesure appelée *l'efficacité de déshydratation* (E_f) définie comme le rapport entre la quantité journalière d'eau précipitée (Q_p) et la quantité journalière d'eau totale en atmosphère (Q_{eau}). Les résultats des simulations montrent un patron des anomalies mensuelles positives et négatives (de l'efficacité de la déshydratation dont la variabilité spatiale est fortement influencée par la température de l'air et la concentration de sulfates. Dans l'Arctique central, la Sibérie du Nord et la mer de Kara, là où le parcours des sulfates est presque pareil (de 400 g/m^2 à 600 g/m^2) mais différemment réchauffées (de 238 K à 254 K et de 255 à 265 K respectivement), nous avons trouvé des valeurs de l'efficacité de déshydratation opposées (jusqu'à 12% et jusqu'à -10% respectivement). Ainsi, ces résultats montrent que la température de l'air peut jouer le rôle de « commutateur » entre le RDES et l'effet Albrecht.

5. Le refroidissement en Arctique central, dû à l'acidification des aérosols, produit un changement dans la circulation synoptique au-dessus des régions arctiques et sous-arctiques et on constate ainsi une intensification du vent en altitude à autour de l'Arctique central en concordance avec un léger affaiblissement de la vitesse du vent au-dessus du bassin de Nansen et de la mer du Groenland. De plus, dans le climat simulé avec le scénario acide, les résultats montrent une anomalie positive de l'écart type moyen de la hauteur du géopotentiel de 500 hPa , cela en signifiant une intensification de l'activité synoptique en Arctique. Conséquemment, nous avons identifié une rétroaction positive entre le refroidissement de la basse troposphère et le transport des aérosols anthropiques provenant des moyennes latitudes.

Ces résultats s'ajoutent à ceux obtenus par Blanchet et Girard (2001) et Girard et al. (2005) et accréditent un peu plus l'hypothèse déshydratation-effet de serre (Blanchet et Girard, Nature, 1994). Les simulations indiquent que la rétroaction de la déshydratation-effet

de serre est potentiellement importante au point de pouvoir créer des influences mesurables sur le climat arctique, durant un mois de février. Cependant, ces résultats doivent être interprétés en tenant compte des nombreuses incertitudes liées à l'effet RDES et à la connaissance et le paramétrage des processus microphysiques des nuages. La désactivation des noyaux glaçogènes par les aérosols acides est à la base de l'effet RDES. Ce processus devra être (re)confirmé par d'autres observations (satellitaires et in situ) et par des mesures dans un environnement contrôlé tel un laboratoire. Un aspect particulièrement important concerne la relation établissant le facteur de réduction des noyaux glaçogènes en fonction de la concentration de sulfate. Cette relation est basée sur des observations prises à Alert et a été généralisée pour tout l'Arctique dans cette étude. Bien que justifiable dans le contexte d'une étude de sensibilité comme la présente étude, cette supposition devra être raffinée pour une évaluation plus rigoureuse de l'effet RDES. Cela sera cependant possible seulement lorsque d'autres observations deviendront disponibles.

D'autre part, les paramétrages des processus microphysiques sont perfectibles en raison de la connaissance limitée que nous avons de certains d'entre eux. Par conséquent, une évaluation plus précise de l'effet RDES exigera des simulateurs avec des paramétrages microphysiques améliorées, notamment les paramétrages de la nucléation des cristaux de glace.

ANNEXE A

BILAN ÉNERGÉTIQUE DE SURFACE

L'évaluation de la température de la surface terrestre est faite dans le modèle à l'aide de la méthode dite « à force de rappelle » (Deardorff, 1977). On associe la température de la surface à la température d'une couche mince qui entoure une deuxième couche épaisse et qui n'est pas affecté par la variation diurne de la température. Alors la variation de la température de la surface (égale à la température de la couche mince) est donnée par l'équation :

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = F_{g0} - F_{gl} \quad (\text{A.1})$$

où C_g est la capacité thermique du sol, T_g est la température de la surface, F_{g0} est le flux de chaleur entre le sol et l'atmosphère et F_{gl} est le flux de chaleur entre les deux couches de sol.

Puisque le terme F_{gl} est proportionnel à la fréquence diurne il peut être négligé dans les analyses concernant la période d'hiver en Arctique. Alors, pour notre cas, le terme important dans l'évaluation du forçage produit par les aérosols acides est le flux de chaleur entre le sol et l'atmosphère F_{g0} . Dans le simulateur utilisé, les composantes du terme F_{g0} sont présentées par l'équation :

$$F_{g0} = (1 - \alpha_{sfc}) F_s^\downarrow + F_l^\downarrow - \varepsilon \sigma T_{sfc}^4 + Q_H + Q_E \quad (\text{A.2})$$

où T_{sfc} est la température du sol, α_{sfc} est l'albédo de la surface, F_s^\uparrow est le flux du rayonnement solaire vers le bas à la surface, F_l^\uparrow est le flux du rayonnement infrarouge atmosphérique vers le sol, $\varepsilon\sigma T_g^4$ est le flux du rayonnement infrarouge émis par le sol, Q_H et Q_E sont les flux de chaleur sensible et latente à la surface. Étant données les caractéristiques du climat arctique pendant l'hiver, les termes dominants qui déterminent le bilan énergétique à la surface, sont les flux du rayonnement infrarouge.

Rayonnement infrarouge

Dans le simulateur NARCM le flux du rayonnement infrarouge (IR) est traité par la méthode de Morcrette et Fouquart (1980, 1984) (McFarlane *et al.*, 1992). En accord avec cette méthode l'irradiance est calculé pour chacune des couches du modèle, une fois pour un ciel clair et une fois pour une couverture nuageuses de 100%. Alors, l'irradiance effective est donné par la combinaison linéaire de celles du ciel clair et du ciel couvert, en utilisant les éléments de la matrice de nuage.

Dans le paramétrage de Morcrette les deux flux radiatifs, ascendants $F_{lv}^\uparrow(p)$ et descendants $F_{lv}^\downarrow(p)$, au niveau p s'expriment par les équations suivantes :

$$F_{lv}^\uparrow(p) = [B_v(T_{sfc}) - B_v(T_0)]\tau_v(p, p_{sfc}) + B_v(T(p)) + \int_{p'=p_{sfc}}^p \tau_v(p, p') dB_v \quad (A.3)$$

$$F_{lv}^\downarrow(p) = B_v(T_{top})\tau_v(p, 0) + B_v(T(p)) + \int_{p'=p}^0 \tau_v(p', p) dB_v \quad (A.4)$$

où les indices sfc , 0 et top correspondent à la surface, au niveau très proche au-dessus de la surface, respectivement au sommet de l'atmosphère. Les flèches indiquent la direction du rayonnement, l'indice v représente la bande spectrale, $B(T)$ est la fonction de Planck et $\tau_v(p, p')$ est la fonction de transmission entre les niveaux p et p' .

Les intégrales de A.3 et A.4 sont évaluées numériques après la discrétisation sur la grille verticale en considérant l'atmosphère comme une somme des niveaux homogènes. L'intégration verticale se fait à l'aide d'une quadrature gaussienne tandis que l'intégration sur les spectres se fait par la méthode de Rodgers (1967) utilisant six intervalles spectraux. La fonction de transmission $\tau_\nu(p, p')$ et la fonction de Planck $B(T)$ doivent être exprimées sous forme paramétrique pour obtenir une solution efficace de l'intégrale.

ANNEXE B

LES PROCESSUS PHYSIQUES DES AÉROSOLS EN NARCM

B.1 Transport vertical turbulent

Le transport vertical des aérosols dans la troposphère libre, dû à la turbulence, est donné par l'équation de diffusion turbulente et des coefficients de traînée à la surface. Les diffusions turbulentes pour la quantité du mouvement (K_m) et de chaleur (K_c) sont :

$$(K_m, K_c) = l^2 \left[\frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right] \cdot (f_m, f_c) \quad (\text{B.1})$$

où z est la hauteur, \bar{V} est le vecteur de vitesse horizontale, f_m et f_c sont deux fonctions dépendant du nombre de Richardson et l dépende de la longueur asymptotique de mélange (100 m dans le simulateur NARCM) et de la hauteur. Alors, le paramétrage du flux de particules libres dans l'atmosphère est donné par l'équation :

$$A_{vi} = -\rho K_m \frac{\partial \chi_i}{\partial z} \quad (\text{B.2})$$

où χ_i et ρ sont déterminés par les équations :

$$\frac{\partial \rho \chi_{ij}}{\partial t} + \text{div}(\rho \chi_{ij} \bar{V}) = S_{ij} + I_{ij} \quad (\text{B.3})$$

où I_{ij} est le terme du transfert de masse et S_{ij} est le terme représentant les sources et les puits.

B.2 Processus en ciel clair

Dans NARCM la tendance de la concentration d'aérosol acide au-dessus du continent en ciel clair est évaluée avec l'équation :

$$\frac{dC_{H_2SO_4}}{dt} = k_{SO_2} C_{OH} C_{SO_2} - \sum_i k'_{cond} C_{H_2SO_4} - k_{nucl} (C_{H_2SO_4})^S \quad (B.4)$$

Le premier terme du côté droit de l'équation représente la production de H_2SO_4 par oxydation de SO_2 par hydroxyle OH avec l'efficiencia k_{SO_2} . Le deuxième terme c'est la somme sur tous les intervalles i de discrétisation et représente la production de SO_4^{2-} par condensation de H_2SO_4 avec l'efficiencia k_{cond} . Le troisième c'est le terme de nucléation basée sur le paramétrage du Kulmala et al. (1998). Les détails sur le paramétrage utilisé sont décrits par von Salzen et al. (1999).

B.3 Coagulation des aérosols

Dans le module CAM on considère seulement les collisions binaires. L'équation générale de coagulation est donné par Seinfeld et Pandis en 1998 :

$$\frac{dN_i}{dt} = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{i-1} K_{j,i-j} N_j N_{i-j} - N_i \sum_{j=1}^{\infty} K_{i,j} N_j \quad (B.5)$$

où N_i est la concentration des particules correspondant aux intervalle i et $K_{i,j}$ est le coefficient de la coagulation entre les particules de grandeur i et j . Le premier terme du côté droit de l'équation représente l'apport des particules d'intervalle i dû à la collision entre les particules de grandeur plus petite. Le deuxième terme représente la réduction du nombre des particules de l'intervalle i par la coagulation dans un particule plus grande.

B.4 Dépôt humide des aérosols sous nuages

C'est le processus du lessivage des aérosols collectés par la neige ou la pluie. Selon le paramétrage de Slinn (1984) le taux d'enlèvement des aérosols par unité de volume ($L(r_i)$) est :

$$L(r_i) = \psi(r_i) \cdot \chi(r_i) \quad (\text{B.6})$$

où r_i est le rayon moyen pour l'intervalle i et $\chi(r_i)$ est la concentration d'aérosols dans le même intervalle. Pour le lessivage des aérosols par la neige, la fonction de collection $\psi(r_i)$ est donné par :

$$\psi(r_i) = \frac{\gamma \cdot p \cdot \bar{E}(r_i, \lambda)}{D_m} \quad (\text{B.7})$$

où p est le taux de précipitation, $\bar{E}(r_i, \lambda)$ est l'efficacité moyenne de collection, λ est la longueur caractéristique de capture, D_m est le parcours caractéristique et γ une constante.

B.5 Dépôt humide dans les nuages

Pour simuler le dépôt humide dans les nuages, NARCM utilise les trois processus développés par Barrie (1991) : i) la formation de gouttelette d'eau et de cristaux de glace par l'activation des noyaux de condensation et de glaciation, ii) le lessivage des aérosols par les gros hydrométéores chutant (Slinn, 1984) et iii) la collision des aérosols sur des gouttelettes de nuage par la turbulence et par diffusion brownienne. Alors la variation temporelle de la concentration totale d'aérosols $\chi_i(t)$ pour chacun d'intervalle i est :

$$\chi_i(t) = \frac{\chi_i(0)}{\beta_i - \alpha_i - \Lambda_i} \left[\beta_i e^{-(\alpha_i + \Lambda_i)t} - (\alpha_i + \Lambda_i) e^{-\beta_i t} \right] \quad (\text{B.8})$$

où $\chi_i(0)$ est la concentration initiale d'aérosols, α_i est le taux de collection par diffusion brownienne et turbulente, β_i est le taux de collection des gouttelettes de nuages contenant des aérosols par le chut des gros hydrométéores, Λ_i est le taux d'activation d'aérosols et t est le temps.

B.6 Dépôt sèche

Les processus par lesquels on réalise le dépôt sèche sont : i) la turbulence et ii) le dépôt gravitationnel. Le paramétrage, utilisé dans le simulateur, pour le flux des particules déposées gravitationnelles (Φ_h) est celui de Giorgi (1993a) :

$$\phi_h = v_{dep} \cdot n_h \quad (B.9)$$

où n_h est la concentration de particules à la hauteur h et v_{dep} est la vitesse de chute de la particule.

B.7 Variations de la taille des aérosols en fonction de l'humidité

L'activation d'aérosols suivie de la formation de gouttelettes de nuages est possible après une croissance de la taille jusqu'à une valeur minimale nécessaire. Cette croissance dépend du type d'aérosol ainsi que du rapport saturant S . Alors le rayon le rayon humide r_h d'aérosol est représenté en fonction de rayon sec r_s par le paramétrage du Geber (1985) :

$$r_h = \left[\frac{C_1 r_s^{C_2}}{C_3 r_s^{C_4} - \log S} + r_s \right]^{\frac{1}{3}} \quad (B.10)$$

où C_1, C_2, C_3, C_4 sont des paramètres spécifiques pour différents types d'aérosols (sulfates, sel de mer, urbain, ruraux).

RÉFÉRENCES

- Aadlandsvik, B. and H. Loeng, 1991. « A study of the climate system of the Barents Sea. ». *Polar Res.* **10**(1): 45-49.
- Albrecht, B. A. 1989. « Aerosols, Cloud Microphysics and Fractional Cloudiness ». *Science*, vol. 245, p. 1227-1230
- Arakawa, A., and V. R. Lamb, 1977. « Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. Methods in Computational Physics ». **17**, Academic Press, 173-265.
- Archuleta, C.A., P.J. DeMott, S.M. Kreidenweis, 2005. « Ice nucleation by surrogates for atmospheric mineral dusts and mineral dust/sulfate particles at cirrus temperatures ». *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, **5**, 3391-3436.
- Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway 1998. Christensen, J., E. Degerman, J. Derome, P. Joki-Heiskala, R. Hoff, A. Kähkönen, J. Kämäri. p. 12-13, p. 621-653
- Barrie, L. A. et R.M. Hoff, 1984. « The oxydation rate and residence time of sulphur dioxide in the Arctic atmosphere ». *Atm. Environ.*, **18**, 2711-2722.
- Barrie, L. A. 1986. « Arctic Air Pollution : An Overview of Current Knowledge ». *Atmos. Environ*, vol. 19, p. 1995-2010.
- Barrie, L. A., M.P. Olson et K.K. Oikawa, 1989 « The flux of anthropogenic sulphur into the Arctic from mid-latitudes in 1970-1980 ». *Atm. Environ.*, **23**, 2505-2512.
- Barrie, L.A., and M.L. Barrie, 1990. Chemical components of lower tropospheric aerosols in the high Arctic: Six years of observations ». *J. Atmos. Chem.* **11**: 211-226.
- Barrie, L.A., 1991. « Snow formation and processes in atmosphere and the influence its chemical composition, In Seasonal Snow-Packs ». *NATO ASI Series*, **G28**, 1-20.
- Barrie, L.A., 1995. Arctic aerosols: composition, sources and transport in ice core studies of global biogeochemical cycles. In: R.J. Delmas (ed.). *Global Environmental Change*. NATO ASI Series, Volume 30, pp. 1-22. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany.

- Barry, R.G. and F.K. Hare, 1974. *Arctic climate*. In: J.D. Ives and R.G. Barry (eds.). Arctic and alpine environments, pp. 17-54. Methuen, London.
- Barry, R. G., et R. J. Chorley, 1998: *Atmosphere, Weather and Climate*. (7th ed), Routledge, p. 409.
- Barry, R.G. et M.C. Serreze, 2000. Atmospheric components of the Arctic Ocean freshwater balance and their interannual variability. In: E.L. Lewis (ed.). *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*, pp. 45-56. Kluwer Academic Publishers.
- Bates, T. S., B. K. Lamb, A. Guenther, J. Dignon, et R. E. Stoiber. 1992. « Sulfur Emissions to Atmosphere from Natural Sources ». *J. Atm. Chem.*, vol. 14, p. 315-337.
- Bertram, A. K., D. D. Patterson et J. J. Sloan. 1996. « Mechanisms and Temperatures for the Freezing of Sulfuric Acid Aerosols Measured by FTIR Extinction Spectroscopy ». *J. Phys. Chem.*, vol. 100, p. 2376-2383.
- Benkovitz, C.M., M. T. Scholtz, J. Pacyna, L. Tarrason, J. Dignon, E. C. Voldner, P. a. Logan, et T. E. Graedel, 1996. « Global gridded inventories of anthropogenic emissions of sulphur and nitrogen ». *J. Geophys. Res.*, **101**, 29239-29253.
- Bigg, E. K. 1996. « Ice forming nuclei in the high Arctic ». *Tellus*. 48B, 223-233
- Blanchet, J.-P., É. Girard. 1994. « Arctic Greenhouse cooling ». *Nature*, vol. 371, p. 383.
- Blanchet, J.-P. et É. Girard. 1995. « Water-Vapor Temperature Feedback in the Formation of Continental Arctic Air : implication for Climate ». *Sci. Total Environ.*, 160/161, p. 793-802.
- Blanchet, J.-P. 1995. « Mechanisms of Direct and Indirect Climate Forcing by Aerosols in the Arctic Region ». Chichester (England) : John Wiley & Sons, p. 109-123
- Beheng, K.D., 1994. « A parametrization of warm cloud microphysical conversion processes ». *Atmos Res.*, **33**, 193-206.
- Borys, R. D. 1989. « Studies of Ice Nucleation by Arctic Aerosols on AGASP-II ». *J. Atm. Chem.*, vol. 9, p. 169-185.
- Buijsman, E., H.F.M. Maas and W.A.H. Asman, 1987. « Anthropogenic NH₃ emissions in Europe ». *Atmos. Environ.* **21**, 1009-1022.
- Boucher, O., U. Lohmann, 1995. « The sulfate-CCN-cloud albedo effect. A sensitivity study with two general circulation models ». *Tellus* **47B**, 281-300.

- Caya, D., R. Laprise, M. Giguère, G. Bergeron, J.-P. Blanchet, B. J. Stocks, G. J. Boer et N. A. McFarlane, 1995. « Description of the Canadian Regional Climate Model ». *Wat. Soil Poll.*, vol. 82, p. 477-482.
- Chen, Y., P. J. DeMott, S. M. Kreidenweis, D. C. Rogers et D. E. Sherman. 2000. « Ice Formation by Sulfate and Sulfuric Acid Aerosol Particles under Upper Tropospheric Conditions ». *J. Atmos. Sci.*, vol. 57, p. 3752-3766.
- Comiso, J. C., 2000. « Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. ». *J. Clim.*, 13(10), 1674–1696.
- Comiso, J. C. 2003, « Warming trends in the Arctic from clear sky satellite observations. ». *J. Clim.*, 16(21), 3498–3510.
- Cotton W.R., G.J. Tripoli, R.M. Rauber, E.A. Mulvihill, 1986. « Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall ». *J. Climate Appl. Meteorol.*, **25**, 1658–1680
- Curry, J. A. 1983. « On the Formation of Continental Polar Air ». *J. Atmos. Sci.*, vol. 40, p. 2278-2292.
- Curry, J. A, F. G. Meyer, L. F. Radke, C. A. Brock et E. E. Ebert. 1990. « Occurrence and Characteristics of Lower Tropospheric Ice Crystals in the Arctic ». *Int. J. Climatol.*, vol. 10, p. 749-764.
- Curry, J. A., W. B. Rossow, D. Randall et J. L. Schramm. 1996. « Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics ». *J. Climate*, vol. 9, p. 1731-1764.
- Curry, J.A., P. Hobbs, M. King, D. Randall, P. Minnis, et al., 2000. « FIRE Arctic Clouds Experiment ». *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 81, 5-30.
- Czizco, D. J. et J. P. D. Abbatt. 1999. « Deliquescence, Efflorescence and Supercooling of Ammonium Sulfate Aerosols at Low Temperature : Implications for Cirrus Cloud Formation and Aerosol Phase in the Atmosphere ». *J. Geoph. Res.*, vol. 104, p. 13781-13790
- Davies, H.C., 1976. « A lateral boundary formulation for multi-level prediction models ». *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 405-418
- Daisey, J.M., Liroy, P.J., 1981. « Transport of PAH into New York city ». Air Pollution Control Association, Pittsburg, PA, *Journal*, **31**, 567-569.
- Deardorff, J. W., 1977. « Efficient Prediction of a Ground Surface Temperature and Moisture with Inclusion of a Layer of Vegetation ». *J. Geophys. Res.*, 83, 1889-1903.

- DeMott, P. J., Cziczo, D. J., Prenni, A. J., Murphy, D. M., Kreidenweis, S. M., Thomson, D. S., Borys, R., and Rogers, D. C. 2003b. « Measurements of the concentration and composition of nuclei for cirrus formation ». *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **100**, No. 25, 1014 655–14 660.
- DeMott, P. J., M. P. Meyers, and W. R. Cotton, 1994. « Parameterization and impact of ice initiation processes relevant to numerical model simulations of cirrus clouds ». *J. Atmos. Sci.*, **51**, 77–90.
- Diehl, K. et S. Wurzler, 2004. « Heterogeneous Drop Freezing in the Immersion Mode: Model Calculations Considering Soluble and Insoluble Particles in the Drops ». *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2063–2072.
- Edwards, G.R., Evans, L.F., La Mer, V. K., 1962. *J. Coll. Sci.* **17**, 749.
- Eppel D.P., H. Kapitzka, M. Claussen, D. Jacob, W. Koch, L. Levkov, H.T. Mengelkamp, N. Werrmann, 1995. « The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part II: parametrizations and applications ». *Beitr. Phys. Atmos.*, **68**, 15–41
- Franzen, L.G., Hjelmroos, M., Kallberg, P., Brorstrom-Lunden, E., Juntto, S., Savolainen, A.L., 1994. « The Yellow Snow episod of northern Fennoscandia, March 1991-A case study of distance transport of soil, pollen and stable organics compounds ». *Atm. Environ.*, **28**, 3587–3604.
- Fukuta, N. 1966. « Experimental studies of organic ice nuclei ». *J. Atmos. Sci.*, **23**, p. 191–196
- Fouquart, Y. et B. Bonnel, 1980. « Computation of Solar Heating of the Earth's atmosphere: A New Parameterization ». *Beitr. Phys.*, **53**, 35–62.
- Gal-Chen, T. et R. C. Somerville, 1975. « On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of Navier-Stokes ». *J. Comput. Phys.*, **17**, 209–228.
- Gerber, H. 1972. « Size and nucleating ability of AgI particles ». *J. Atmos. Sci.* **29**, 391–392.
- Giorgi, F., M. R. Marinucci et G. T. Bates 1993a. « Development of a second generation regional climate model (REGCM2), Boundary layer and radiative transfer processes ». *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2794–2813.
- Girard, É. 1998. « Étude d'un effet indirect des aérosols acides en Arctique : Le cycle de déshydratation ». Thèse de doctorat, Montréal, Université du Québec à Montréal.
- Girard, É. et J.-P. Blanchet. 2001a. « Microphysical Parametrization of Arctic Diamond Dust, Ice Fog, and Thin Stratus for Climate Models ». *J. Atmos. Sci.*, vol. 58, p. 1181–1198.
- Girard, É. et J.-P. Blanchet. 2001b. « Simulation of Arctic Diamond Dust, Ice Fog, and Thin Stratus Using an Explicit Aerosol-Cloud-Radiation Model ». *J. Atmos. Sci.*, vol. 58, p. 1199–1221.

- Girard, É., J.-P. Blanchet, Y. Dubois. 2005 « Effects of arctic sulphuric aerosols on wintertime low-level atmospheric ice crystals, humidity and temperature at Alert, Nunavut ». *Atm. Res.*, vol 75 p. 131-148
- Gong, S., L. A. Barrie et J.-P. Blanchet, 1997a,b. « Modelling Sea-Salt Aerosols in the Atmosphere ». *J. of Geoph. Res.*, vol. 102, p. 3805-3830.
- Gong, S. L., L. A. Barrie, J.-P. Blanchet, K. von Salzen, U. Lohmann, G. Lesins, L. Spacek, L. M. Zhang, E. Girard, H. Lin, R. Leaitch, H. Leighton, P. Chylek et P. Huang, 2003. « Canadian Aerosol Module : A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models, 1 Module development ». *J. Geophys. Res.*, **108**, D1, 4007, doi:10.1029/2001JD002002.
- Gorbunov, B., A. Baklanov, N. Kakutkina, H.L. Windsor, R. Toumi, 2001, « Ice nucleation on soot particles ». *J. Aerosols Science*, 332, 199-215.
- Gultepe I, Isaac GA, Cober SG. 2001. Ice crystal number concentration versus temperature. *International Journal of Climatology* **21**: p.1281–1302.
- Heintzenberg, J., H.-C. Hansson, D. S. Covert, J.-P. Blanchet et J. A. Ogren. 1986 « Physical and Chemical Properties of Arctic Aerosols and Clouds ». *Arctic Air Pollution*, B. Stonehouse, Cambridge University Press, p. 25-35.
- Hoff, R.M., Leaitch, W.R., Fellin, P. et Barrie, L.A., 1983. « Mass size distribution of chemical constituents of winter Arctic aerosols ». *J. Geophys. Res.*, **88** 10947-10956.
- Hung H.-M., Malinowski, A., and Martin, S. T. 2003. « Kinetics of Heterogeneous Ice Nucleation on the Surfaces of Mineral Dust Cores Inserted into Aqueous Ammonium Sulfate Particles ». *J. Phys.*
- Ikeda, M., 1990a. « Decadal oscillation of the air-sea-ocean system in the northern hemisphere. ». *Atmosphere-Ocean*, **28**: 106-139.
- Ikeda, M., 1990b. « Feedback mechanism among decadal oscillations in the northern hemisphere atmospheric circulation, sea ice and ocean circulation. ». *Ann. Glaciol.* **14**: 120-123.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*.
- Jones, P.D. et al., 2001: « Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series. ». *J. Geophys. Res.*, 106, 3371-3380.
- Kahl, J. D. 1990. « Characteristics of the Low-level Temperature Inversion along the Alaskan Arctic Coast ». *Int. J. Climatol.*, vol. 10, p. 537-548.

- Kahl, J. D., M. C. Serreze et R. C. Schnell. 1992a. « Tropospheric Low-level Temperature Inversions in the Canadian Arctic ». *Atmos.-Ocean*, vol. 30, p. 511-529.
- Kahl, J. D., M. C. Serreze, S. Shiotani, S. M. Skony et R. C. Schnell. 1992b. « In Situ Meteorological Sounding Archives for Arctic Studies ». *Bull. Atm. Met. Soc.*, vol. 11, p. 1824-1830
- Kahl, J. D., D. J. Charlevoix, N. A. Zaitseva, R. C. Schnell et M. C. Serreze. 1993. « Absence of Evidence for Greenhouse Warming over the Arctic Ocean in the Past 40 Years ». *Nature*, vol. 361, p. 335-337.
- Koop, T., H. P. Nig, L. T. Molina et M. J. Molina. 1998. « A New Optical Technique to Study Aerosol Phase Transitions : The Nucleation of Ice from H₂SO₄ Aerosols ». *J. Phy. Chem.*, vol. 102, p. 8924-8931.
- Kumala, M., A. Laaksonen, and L. Pirjola, 1998. « Parametrisation for sulfuric acid/water nucleation rates ». *J. Geophys. Res.*, **103**, 8301-8307.
- Kumai, M. 1976. « Identification of Nuclei and Concentrations of Chemical Species in Snow Crystals Sampled at the South Pole ». *J. Atmos. Sci.*, vol. 33, p. 833-841.
- Levkov L., B. Rockel, H. Kapitza et E. Raschke, 1992. « 3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution ». *Beitr. Phys. Atmos.*, **65**, 35-58.
- Lau, K. M. et H. T. Wu, 2003. « Warm rain processes over tropical oceans and climate implications. ». *Geophys. Res. Lett.*, 30:10.1029 GL018 567.
- Lohmann, U., et E. Roeckner, 1996. « Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model ». *Clim. Dyn.*, **12**, 557-572.
- Lohmann, U. et J. Feichter, 2005. « Global indirect aerosol effects: a review ». *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 715-737.
- Lord S.J., H.E. Willoughby, J.M. Piotrowicz, 1984. « Role of parametrized ice-phase microphysics in an axialsymmetric, nonhydrostatic tropical cyclone model ». *J. Atmos. Sci.*, 41. 2836-2848
- Lorenz E.N., 1969. « Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues ». *J. Atmos. Sci.* **26**, 636-646.
- Lorenz E.N., 1973. « On the existence of extended range predictability ». *J. App. Meteorol.*, **12**, 543-546.
- Manabe S., and R.J., Stouffer, 1988. « Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model ». *J. Clim.* **9**, 841-866.

- Mason, B.J., 1971. « Clouds, Rain and Rainmaking ». Cambridge University London, p. 54.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer, J.-P. Blanchet et M. Lazare. 1992. « The Canadian Climate Center Second-Generation General Circulation Model and its Equilibrium Climate ». *J. Climate*, vol. 5, p. 1013-1044.
- Meyers, M. P., P. J. DeMott et W. R. Cotton. 1992. « New Primary Ice-nucleation Parametrization in an Explicit Cloud Model ». *J. Appl. Met.*, vol. 31, p. 708-721.
- Mitchell, J.F.B., T.C. Johns, W.J. Ingram and J.A. Lowe, 2000. « The effect of stabilising atmospheric carbon dioxide concentrations on global and regional climate change ». *Geophys. Res. Lett.* **27**, 2977-2930.
- Morcrette, J.-J. 1984. « Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique ». *Thèse de doctorat*, Université des sciences et techniques de Lille, France, 373 p.
- Ohtake, K. J. K. Jayaweera et K.-I. Sakurai. 1982. « Observation of Ice Crystal Formation in Lower Arctic Atmosphere ». *J. Atmos. Sci.*, vol. 39, p. 2898-2904.
- Pacyna, J.M., M. Oehme, 1988 « Long range transport of some organics compounds to the Norwegian Arctic ». *Atm. Environ.*, **22**, 243-257.
- Pavlovic, R. 2002. « Application d'un schéma de nuages glacés à NARCM ». *Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en science de l'atmosphère*. l'UQAM
- Platt, C. M. R. et Harshvardhan. 1988. « Temperature Dependence of Cirrus Extinction : Implications for Climate Feedback ». *J. Clim. And Appl. Met.*, vol. 22, p. 429-439.
- Pruppacher, H. R. et J. D. Klett. 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. 2^e Éd. rev. et augm. Dordrecht : Kluwer Academic Publishers, 955 p.
- Radke, R. F., P. V. Hobbs et J. L. Stith. 1976. « Airborne Measurements of Gases and Aerosols from Volcanic Vents on Mt. Baker ». *Geoph. Res. Let.*, vol. 3, p. 93-96.
- Ramaswamy, V. et al., 2001: « Radiative forcing of climate change. ». *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, J. T. Houghton et al., Eds., Cambridge University Press, 349-416.
- Rinke, A., A. H. Lynch et K. Dethloff, 2000: « On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary condition ». *Clim.Res.*, **14(2)**, 101-113.
- Rodgers, C. D., 1967. « The radiative heat budget of the troposphere and lower stratosphere ». *Report A2, Planetary Circulation Project, Dept. of Meteorology*, M.I.T., Cambridge, Mass., 80-102.

- Rogers, R. R. et M. K. Yau. 1989. *A Short Course in Cloud Physics*. 3^e édition, Oxford : Pergamon Press, 293 p.
- Rosinski, J., 1991. « Latent ice forming nuclei in Pacific Northwest ». *Atmos. Res.*, **26**, 509-523.
- Salzen K., H.G. Leighton, P.A. Ariya, L.A. Barrie, S.L. Gong, J.-P. Blanchet, L. Spacek, U. Lohman, and L.I. Kleinman, 1999. « Sensitivity of sulphate aerosol size distributions and CCN concentrations over North America to SO_x emission and H₂O₂ concentrations ». *soumis au J. Geoph. Res.*
- Sundqvist, H. 1989. « A parametrization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content ». *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 677-690
- Schweiger, A. J. 2004. « Changes in seasonal cloud cover over the Arctic seas from satellite and surface observations ». *Geoph. Res. Let.*, vol. 31, L12207, doi: 10.1029 GL020067.
- Schweiger, A. J. et al. 2002. « Changes in seasonal cloud cover over the Arctic seas from satellite and surface observations. ». *J. of Geoph. Res.*, vol. 107, No. C10, 8041, doi:10.1029/2000JC000453.
- Schnell, R.C., 1984. « Arctic haze and Arctic Gaz and Aerosol Sampling Program (AGASP) ». *Geoph. Res. Let.*, 11, 361-364
- Seinfeld, J. H. 1986. *Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution*. New York : John Wiley & Sons, 738 p.
- Seinfeld, J. H. et S. N. Pandis. 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics*. New York : John Wiley & Sons, 1326 p.
- Serreze, M. C., J. D. Kahl et R. C. Schnell. 1992. « Low-level Temperature Inversions of the Eurasian Arctic and Comparisons with Soviet Drifting Station Data ». *J. Climate*, vol. 5, p. 615-629.
- Serreze, M.C. et al. 2000. « Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. ». *Climatic Change*, **46**. 159-207.
- Shaw, G. E. 1986. « Aerosols in Alaskan Air Masses ». *J. Atmos. Chem.*, vol. 4, p. 157-171.
- Shupe, M., P. Zuidema et al. 2005. « Arctic Springtime Mixed-Phase Cloudy Boundary Layer Observed during SHEBA ». *J. Atm. Sci.* **62**, 160-176
- Sirois, A. et Barrie, L.A. 1999. « Arctic lower tropospheric aerosol trends and composition at Alert, Canada: 1980-1995 ». *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, Issue D9, p. 11599-11618

- Slinn, S.A., and W.G. Slinn, 1984. « Modeling of atmospheric particulate deposition to natural waters ». *Atmospheric pollutants in natural waters*, S.J. Eisenreich, Arbor, Michigan, p. 23-53.
- Spacek, L., S. Gong, K. von Salzen, U. Lohmann, P. Liu, R. Vet, J.-P. Blanchet, L. A. Barrie, W. R. Leaitch, H. G. Leighton, R. M. Hoff, E. Girard, 2000. « The NARCM Aerosol Model applied to LITE Shuttle Measurements in Eastern North America ». *publication interne de l'UQAM-SCA*.
- Stonehouse, B. 1986. *Arctic Air Pollution*. Cambridge : University Press, 238 p.
- Swanson, B. D., N. J. Bacon, E. J. Davis et M. B. Baker. 1998. « Levitated Ice Crystals : Laboratory Measurements of Ice Particle Breakup and Growth/Sublimation Rate ». Preprints, 14th Conf. On Cloud Physics, Everett, WA, Amer. Meteor. Soc., p. 429-430.
- Szyrmer, W. Zavadzki, I. 1997. « Biogenic and anthropogenic source of ice-forming nuclei : a review ». Bull. Am. Meteor. Soc. **78**, 209-228.
- Taylor, K. E., D. Williamson and F. Zwiers, 2001. « AMIP II Sea Surface Temperature and Sea Ice Concentration Boundary Conditions ». <http://www.lmd.jussieu.fr/pcmdi-mirror/projects/amip/AMIP2EXPDSN/BCS/amip2bcs.html>
- Tarrason, L., S. Turner et I. Floisan, 1995. « Estimation of seasonal dimethyl sulphide fluxes over the north Atlantic Ocean and their contribution to European pollution levels ». *J. Geophys. Res.* **100**: 11623-11639.
- Thuman, W. C. et E. Robinson. 1954. « Studies of Aleaskan Ice-fog Particles ». *J. Meteor.*, vol. 11, p. 151-156
- Twomey, S. 1991. « Aerosols, Clouds and Radiation ». *Atm. Environ.*, vol. 25A, p. 2435-2442.
- Verseghy, D.L., N.A. McFarlane, et M. Lazare, 1993. « A Canadian Land Surface Scheme for GCMs:II. Vegetation model and coupled runs ». *Int. J. Climatol.*, **13**, 347-370.
- Von Storch H., F.W. Zwiers, 1999. « *Statistical Analysis in Climate Research* ». Cambridge University Press. p. 25- 111, 176-225
- Wexler, H. 1936. « Cooling in the Lower Atmosphere and the Structure of Polar Continental Air ». *Mon. Wea. Rev.*, vol. 64, p. 122-136.
- Wilks, D.S., 1995. « *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: an Introduction* », International Geophysics Series, Academic Press.
- Wyser, K., and C.G. Jones, 2005 : « A comparison of modeled and observed clouds during SHEBA. Accepted for publication in » *J. Geophys. Res.*

- Wyser, K. et al., 2006 « An Evaluation of Eight ARCMIP Regional Climate Models: Cloud and Radiation »
- Xu, K.M., S.K. Krueger, 1991. « Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model ». *Mon Weather Rev.*, **119**, 342–367.
- Yakimiw, E. and A. Robert, 1990, « Validation experiments for a nested grid-point regional forecast model ». *Atmos. Oc.*, **28**, 466-472.
- Zhang, Y. et Carmichael, G. R., 1999. « The role of mineral aerosol in tropospheric chemistry in East Asia*a model study ». *J. Appl. Meteorol.* 38, 353-366
- Zuberi, B., Bertram, A. K., Cassa, C. A., Molina, L. T., and Molina, M. J. 2002. «Heterogeneous nucleation of ice in (NH₄)₂SO₄-H₂O particles with mineral dust immersions ». *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), doi: 10.1029/2001GL014289.